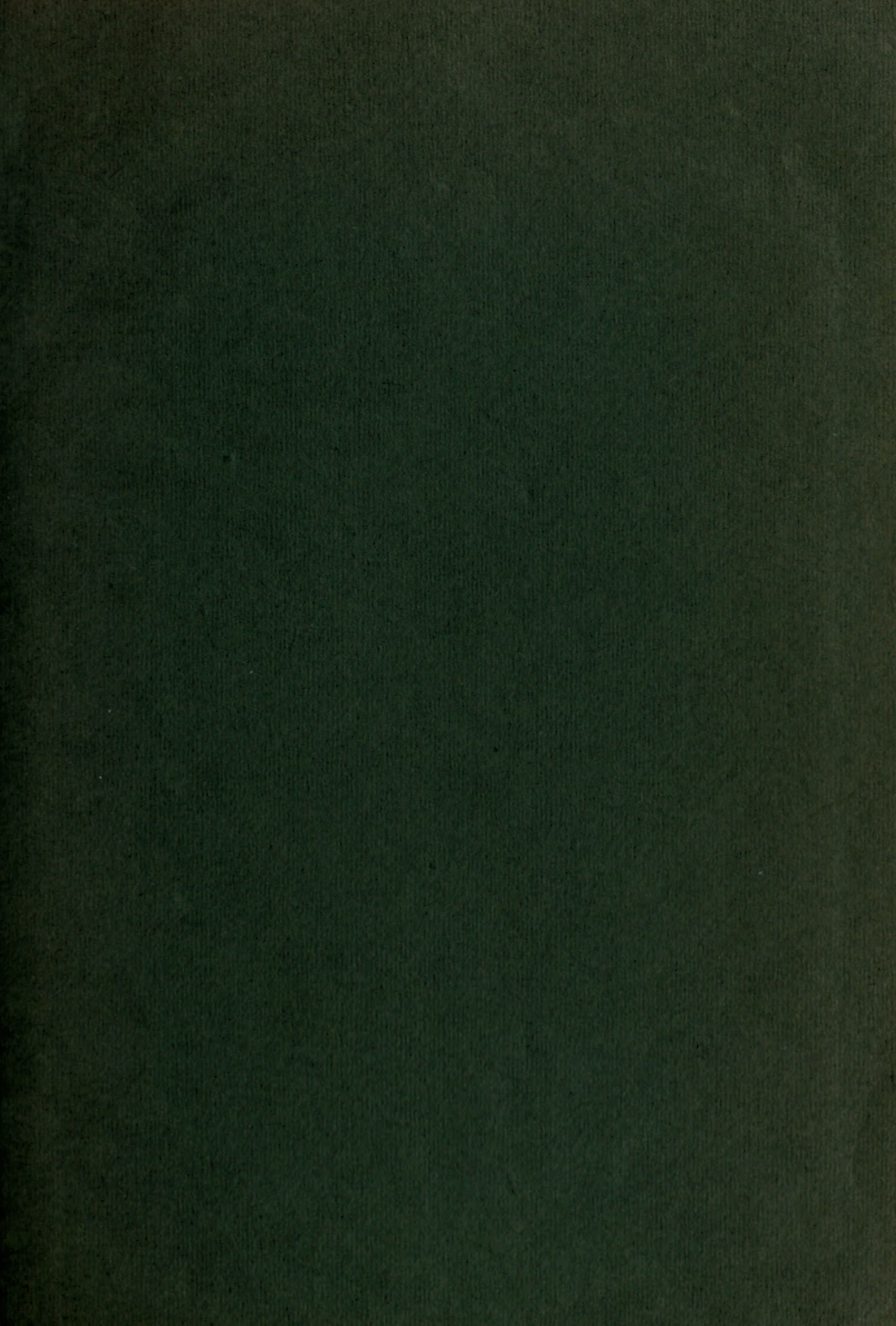
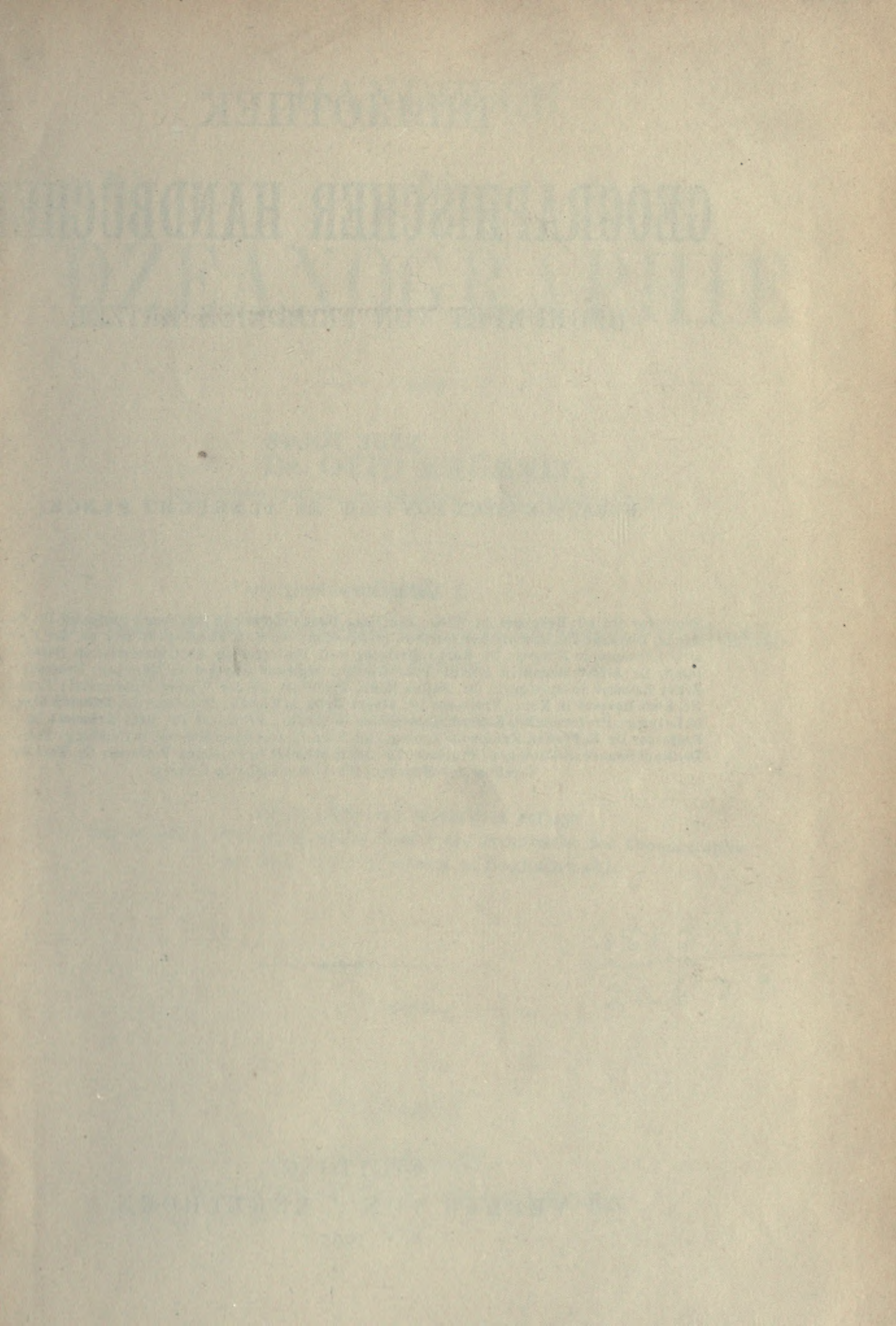

3 1761 04412 0376









BIBLIOTHEK
GEOGRAPHISCHER HANDBÜCHER

BEGRÜNDET VON FRIEDRICH RATZEL.

NEUE FOLGE.

HERAUSGEGEBEN VON PROF. DR. **ALBRECHT PENCK.**

Unter Mitwirkung von

Professor Dr. **Ed. Brückner** in Wien; Professor **Hans Crammer** in Salzburg; Professor Dr. **Oskar Drude,** Direktor des Botanischen Gartens in Dresden; Dr. **F. A. Forel,** Professor an der Universität Lausanne in Morges; Dr. **Karl v. Fritsch,** weil. Professor an der Universität in Halle; Professor Dr. **Alfred Grund** in Berlin; Professor Dr. **Sigmund Günther** in München; Professor Dr. **Ernst Hammer** in Stuttgart; Dr. **Julius Hann,** Professor an der Wiener Universität; Professor Dr. **Kurt Hassert** in Köln; Professor Dr. **Albert Heim** in Zürich; Professor Dr. **Rudolf Kötzschke** in Leipzig; Professor Dr. **Konrad Kretschmer** in Berlin; Professor Dr. **Otto Krümmel** in Kiel; Professor Dr. **G. Pfeffer,** Kustos für Zoologie am Naturhistorischen Museum in Hamburg; Professor Dr. **Kurt Sapper** in Tübingen; Professor Dr. **Adolf Schmidt** in Potsdam; Professor Dr. **Karl Weule,** Direktor des Museums für Völkerkunde in Leipzig.

STUTTGART.
VERLAG VON J. ENGELHORN.
1907.

HANDBUCH

DER

OZEANOGRAPHIE

VON

Dr. OTTO KRÜMMEL,
ordentlichem Professor der Geographie an der Universität in Kiel.

BAND I.

Die räumlichen, chemischen und physikalischen Verhältnisse des Meeres.

Mit 69 Abbildungen im Text.

Zweite völlig neu bearbeitete Auflage
des im Jahre 1884 erschienenen Band I des Handbuchs der Ozeanographie
von weil. Prof. Dr. **Georg v. Boguslawski.**

STUTTGART.
VERLAG VON J. ENGELHORN.
1907

Druck von Omnitypie-Ges., Nachf. L. Zechnall, Stuttgart.

Vorwort.

Als um Weihnachten 1902 der verewigte Begründer dieser Bibliothek mich aufforderte, eine zweite Auflage des Handbuchs der Ozeanographie, und zwar zunächst des ersten Bandes, in Angriff zu nehmen, war mir alsbald klar, daß es sich um eine sehr umfangreiche Arbeit handeln werde. Aber daß mir unter der Feder doch ein ganz neues Buch entstehen sollte, sah ich damals nicht gleich voraus. Die Fortschritte der Meereskunde waren in den zwei Jahrzehnten, seitdem G. v. Boguslawski den ersten Band geschrieben, gerade auf den Gebieten der Tiefseelotungen, der Chemie und der Physik des Meerwassers, und auch der allgemeinen Morphologie der Erdoberfläche ganz erstaunlich groß gewesen, und der von Boguslawski dargebotene Rahmen genügte nirgends recht mehr, diesen neuen Errungenschaften den angemessenen Platz zu gewähren. So mußte die äußere Anordnung des Stoffes erheblich umgestaltet, aber auch die Tendenz der Darstellung vielfach auf eine ganz neue Basis gehoben werden. Insbesondere waren die weittragenden Lehren der physikalischen Chemie systematisch für die Ozeanographie fruchtbar zu machen, der Verschärfung der Beobachtungsmethoden auf allen Gebieten Rechnung zu tragen und die Fülle des von zahlreichen Lotungs- und Forschungsexpeditionen herbeigetragenen Stoffes von Tatsachen zu ordnen und wissenschaftlich zu durchdringen. Dabei handelte es sich um eine sehr zerstreute Literatur, von der mir trotz alles dankenswerten Entgegenkommens vieler Fachgenossen und Behörden, namentlich auch des Auslandes, doch wohl noch mancher bedeutsame Beitrag entgangen sein dürfte. Die kleinen, am Orte selbst vorhandenen Bibliotheken versagten leider allzuoft, und das ist, fürchte ich, insbesondere den einge-

schalteten historischen Rückblicken häufiger abträglich geworden, als mir lieb ist. Da es jedoch nicht meine Aufgabe war, eine möglichst vollständige Geschichte der ozeanographischen Disziplinen zu schreiben und zu diesem Zwecke umfangreiche Quellenstudien an fremdem Orte zu unternehmen, bitte ich Leser, deren Erwartungen auf diesen Punkt gerichtet sind und die über Sir John Murrays klassische Darstellung im Schlußbande des Challengerwerkes hinaus unterrichtet zu sein wünschen, mit einer Darstellung vorlieb zu nehmen, die meistens nur die Leitlinien skizziert, nach denen sich die Probleme entwickelt haben. Vielleicht entschließt sich einmal eine jüngere Kraft, diese interessante Aufgabe anzugreifen. Um so größere Sorgfalt glaube ich den gegenwärtig in der Mitte der Forschung stehenden oder nach meiner Ansicht neu dahin zu stellenden Problemen zugewandt zu haben. Hierbei habe ich mich bemüht, keinen Augenblick zu vergessen, daß ich als Geograph für Geographen zu schreiben hatte. Deshalb mußten sich die mathematischen, physikalischen und chemischen Darlegungen durchaus in den Grenzen des Elementaren und für das ozeanographische Verständnis Notwendigen halten. Die Fachgenossen werden bemerken, daß ich mich nicht darauf beschränken mochte, lediglich zu registrieren und zu referieren, sondern daß auch viel eigene Arbeit und öfter auch jahrelanges Nachdenken hier zum Niederschlag gelangt ist. Ich hoffe, daß die so zusammengebrachten zahlreichen neuen Daten, Mittelwerte und Tabellen den geographischen und ozeanographischen Fachgenossen künftighin manche Erleichterung bei ihren Arbeiten gewähren werden.

Die Ozeanographen wissen nur zu gut, daß nicht alle Zweige unserer Wissenschaft gleich weit vorgeschritten sind. Das pflegt eben der besondere Nutzen einer alles aus den Quellen heraus zusammenfassenden Darstellung, wie der vorliegenden, zu sein, daß die Aufmerksamkeit auf solche Stellen gelenkt wird, wo noch allzu große Lücken bestehen. Je nachdem der erreichte Stand befriedigend oder unzureichend war, mußte sich auch die Art der Darstellung von Fall zu Fall ändern, und so wird der nur aufs Äußerliche bedachte Kritiker ein bestimmtes, konsequent durchgeführtes Schema der Stoffanordnung vermissen. Gewöhnlich sind gerade diejenigen Abschnitte ins Breitere ausgeführt, wo unser Wissen noch un-

zureichend ist. Die Darstellung wohl erworbener Lehren und Tatsachen wird man, so hoffe ich, übersichtlich genug formuliert finden. Um den Umfang des Buches nicht allzusehr anwachsen zu lassen, habe ich mich der größten Knappheit im Ausdruck befleißigt; oft wäre eine größere Ausführlichkeit sicherlich für den Autor bequemer gewesen. Und doch ist das Buch weit über den beabsichtigten Umfang hinaus angeschwollen.

Die Arbeit fiel in eine Zeit, wo durch eine große internationale Organisation Stoff, Methoden und Ziele der Meeresforschung andauernd in so lebhaften Fluß geraten sind, wie noch nie zuvor. Das war dem vorliegenden Buche vielfach von größtem Nutzen, und ich danke meinen ausländischen Freunden und Mitarbeitern an dieser Organisation herzlich auch an dieser Stelle für manche Mitteilung, die für den nachstehenden Text stets eine wertvolle Bereicherung darbot. Anderseits habe ich mich bemüht, bereits einige allgemeine Ergebnisse aus den so zahlreich beigebrachten Beobachtungen für die nordeuropäischen Meere abzuleiten, wenn ich mir auch nicht selten habe Zurückhaltung auferlegen müssen, wo sich die Dinge zur Zeit, als ich darüber schreiben sollte, noch gar zu verwickelt anließen.

Die einst von Boguslawski dem ersten Bande hinzugefügte historische Übersichtstabelle der Forschungsexpeditionen habe ich nach reiflicher Überlegung fallen lassen: sie erschien mir um so mehr entbehrlich, als die betreffenden Unternehmungen im Texte selbst gebührende Beachtung gefunden haben und dort zugleich die bibliographischen Hilfsmittel für Leser genannt sind, die sich näher über die Ergebnisse zu unterrichten wünschen.

Auch die Reduktionstabellen habe ich etwas verändert. Für die, leider noch immer so häufig auszuführende Verwandlung der englischen Faden in Meter ist eine Tafel abgedruckt, die ich selbst in handschriftlicher Ausführung seit Jahren mit dem Vorteil großer Zeitersparnis in Gebrauch habe. Die Verwandlung der Meter in Faden ist in der alten Gestalt geblieben. Eine neue dritte Tabelle, zur Umwandlung der Seemeilen in Kilometer, wird vielen Lesern nicht nur des vorliegenden Buches, sondern der nautischen Literatur überhaupt willkommen sein.

Dem Herrn Verleger danke ich auch noch an dieser Stelle für das freund-
iche Entgegenkommen, das er meinen oft weitgehenden Wünschen für die
ußere Ausstattung des Werkes hat zu teil werden lassen. Ebenso bin ich
ler Redaktion der Annalen der Hydrographie in Hamburg, der Firma
'arl Zeiß in Jena, der Verlagsbuchhandlung von Julius Springer in Ber-
n und Herrn Professor E. v. Drygalski in München zu Danke verbunden
ir die Bereitwilligkeit, mit der sie in ihrem Besitz befindliche Klischees
ır Verfügung stellten.

Kiel, im Januar 1907.

Otto Krümmel.

Inhalt.

Zweites Kapitel.

Die ozeanischen Bodenablagerungen.

Drittes Kapitel.

Das Meerwasser.

Anhang.

Reduktionstabellen.

Berichtigungen zu S. 116 und 125/126:

Nach den erst Anfang März 1907 veröffentlichten Lotungen der Dampfer Edi (1903) und Stephan (1905) für die Kabellinien Shanghai-Yap und Menado-Yap-Guam sind die tiefsten Stellen:

im Liukiugraben:	24° 30′ N. B.,	127° 23.5′ O. L.:	7481 m,
im Yapgraben:	9° 21′ „	138° 25.5′ „	7538 „
im Pelaugraben:	7° 40.7′ „	135° 4.6′ „	8138 „
im Talautgraben:	4° 16.3′ „	128° 21.6′ „	7243 „

(Aus dem Archiv der Seewarte, Bd. 29, Heft 2, Hamburg 1906.)

Ferner ist: S. 105, Z. 8 v. u. statt 6 zu lesen 8.
S. 126, Z. 13 v. u. statt N. B. zu lesen S. B.
S. 189, Z. 9 v. o. statt kugelförmig zu lesen kegelförmig

Vorbemerkung.

Die im Nachfolgenden gegebenen geographischen Längen sind stets nach Greenwich, die Temperaturen nach der hundertteiligen Skala, die Längen-, Flächen-, Raum- und Gewichtsmaße nach dem metrischen System gemeint.

Abkürzungen.

m = Meter
km = Kilometer
qkm = Quadratkilometer
cbkm = Kubikkilometer
cm = Zentimeter
mm = Millimeter
cc = Kubikzentimeter
g = Gramm
mg = Milligramm
kg = Kilogramm
l = Liter
t = Tonne
Sm oder Seem. = Seemeilen
N. B. = Nördliche Breite
S. B. = Südliche Breite
O. od. W. L. = Östliche od. Westliche Länge
p. S. = pro Sekunde
Mill. = Millionen
cal = kleine oder Grammkalorie
Kal = große oder Kilogrammkalorie.

Einleitung.

Die Ozeanographie oder Meereskunde ist die Wissenschaft vom Meer, bildet also, da das Meer ein Teil der Erde ist, ein Hauptstück der Geographie oder Erdkunde, als der Wissenschaft von der Erde.

Als materielles Objekt gehört die Erde zu den krafterfüllten Räumen denn Materie und Kraft sind untrennbar. Die Geographie hat demgemäß die Erde zu betrachten: zunächst nach ihrer Beziehung zum Raum, d. h. nach Ort, Gestalt und Größe sowohl der Gesamterde, wie ihrer erkennbaren Teile; sodann nach der stofflichen Erfüllung des Erdraums, die sich sowohl nach den drei physikalischen Aggregatzuständen des Festen, Flüssigen und Gasförmigen gliedert, wie auch nach der chemischen Konstitution, wobei im wesentlichen der Gegensatz der unorganischen zu den organischen Körpern hervortritt; endlich nach den Kräften, die die Gesamterde wie ihre Teile sowohl nach außen und gegeneinander wirksam werden lassen, als auch von außen her als wirksam erfahren. Diese Wirkungen erfolgen gemäß dem Gesetze der Kausalität auf Grund bestimmter vorangegangener Ursachen oder, im Bereiche der organischen Welt, auch bestimmter Reize und Motive.

In diesem wissenschaftlichen Streben vereint sich die Geographie mit einer großen Zahl anderer Disziplinen. So mit der Astronomie; mit den beschreibenden Naturwissenschaften, wie Mineralogie, Paläontologie, Zoologie, Botanik und Anthropologie; endlich mit der Physik und Chemie. Diese Wissenschaften aber erforschen die irdischen Objekte und Vorgänge mit anderen Zielen, als die Geographie. Die Astronomie, um von den irdischen Erscheinungen auf die Eigenschaften der anderen Himmelskörper schließen zu können; die beschreibenden Naturwissenschaften, um aus den Eigenschaften der Naturkörper den Artbegriff und die diesem übergeordneten Begriffe der Gattung, Familie, Ordnung, Klasse, sowie ihre entwicklungsgeschichtlichen (onto- und phylogenetischen) Merkmale zu finden; die Physik wieder, um das Wesen der Kräfte, der Schwere, des Lichts, der Elektrizität, der Wärme u. s. w. zu ergründen; und endlich die Chemie, um die Gesetze für die verschiedenen Verbindungen der Grundstoffe zu erkennen. Die Geographie aber, die sich der genannten Disziplinen als Hilfswissenschaften bedient, betrachtet die irdischen Räume, Substanzen und Kräfte ausschließlich als Eigenschaften des Erdganzen und seiner Teile, also nach ihrer räumlichen Verbreitung und ihrem Nebeneinander auf der Erde, und unter dem Gesichtspunkte der zwischen ihnen im Bereiche des Erdraums stattfindenden Wechselwirkungen. — Praktisch

wird ein Teil dieser geographischen Arbeiten, soweit nämlich eingehende mineralogisch-petrographische und paläontologische Kenntnisse erforderlich werden, von der Schwesterwissenschaft der Geologie besorgt. Deshalb müssen die Geologie und nächst ihr die Physik, Chemie und Mathematik als unentbehrliche Hilfswissenschaften der Geographie bezeichnet werden.

Je nach der Methode der wissenschaftlichen Forschung unterscheidet man eine allgemeine und eine spezielle Geographie. Die Aufgabe der allgemeinen Geographie ist die Einordnung der verschiedenen stofflichen und energetischen Charaktermerkmale der Gesamterde wie ihrer Teile unter bestimmte Begriffe, Kategorieen, Klassen oder Typen, und deren systematische Darstellung. Die spezielle Geographie aber faßt alle örtlich beieinander vorkommenden und dadurch aufeinander wirkenden Objekte und Vorgänge, auf Grund der Gemeinsamkeit des enger oder weiter begrenzten Schauplatzes, zusammen, und ist in ihrer vornehmlichsten Anwendung als Länderkunde bekannt.

Die physikalische Geographie ist derjenige Bruchteil der allgemeinen, welcher die Charaktermerkmale der irdischen Räume vornehmlich mit Hilfe der Gesetze der Physik untersucht; bei solchem Standpunkte bleibt die organische Welt, deren Vertreter außer auf Ursachen auch auf Reize und Motive reagieren, großenteils außerhalb der Betrachtung.

Ein System der allgemeinen Geographie würde also der Reihe nach zu behandeln haben: zuerst die räumlichen, stofflichen und energetischen Merkmale der Gesamterde, welche Teildisziplin man gewöhnlich als Geophysik bezeichnet, da der sonst passendste Ausdruck Geologie bereits anderweitig vergeben ist. Zweitens sind dieselben Merkmale noch an den stofflich verschiedenen, als Festes, Flüssiges, Luftförmiges an der Erde zu unterscheidenden Teilen, die die Erdoberfläche räumlich übereinander und nebeneinander aufbauen, systematisch zu behandeln in drei weiteren Hauptabschnitten, als Festlandskunde (Chersologie), Meereskunde (Ozeanologie) und Witterungskunde (Meteorologie). Als ein weiterer Hauptteil tritt hierzu die Darstellung der Verbreitung der Lebensformen auf der Erde (Biogeographie), deren Teile als Pflanzen- und Tiergeographie, sowie als Anthropogeographie zu bezeichnen sind.

Diesem System der geographischen Wissenschaften analog baut sich auch das der Ozeanographie auf.

Die allgemeine Ozeanographie wird die räumlichen, stofflichen und energetischen Merkmale der irdischen Meeresdecke als einer Einheit zu behandeln haben, also der Reihe nach die Gestalt, Größe und Tiefe des Ozeans, die Sedimente und die chemischen wie die physikalischen Eigenschaften des Seewassers, und zuletzt die Bewegungsformen in Gestalt von Wellen, Gezeiten und Strömungen. Sind hier im wesentlichen die Hilfsmittel der Physik und Chemie bei der Bearbeitung heranzuziehen, so werden die der Biologie anzuwenden sein, wenn der Ozean auch als Wohnraum der Organismen betrachtet wird, indem man die Verbreitung der Meerespflanzen und -tiere (Plankton, Nekton, Benthos nach Hensens und Häckels Ausdrucksweise) erforscht, die der Anthropogeographie aber, um die Beziehungen des Menschen zum Meer zu untersuchen, die bei fortschreitender Kultur immer vielseitiger und bedeutsamer werden.

Die spezielle Ozeanographie wird jeden einzelnen Meeresraum für sich

nach den soeben entwickelten Gesichtspunkten behandeln, also beispielsweise Gestalt, Größe, Tiefe der Ostsee, die Bodensedimente, chemischen und physikalischen Merkmale des Ostseewassers, die Bewegungsformen, die Pflanzen- und Tierwelt, und zuletzt die Beziehungen der umwohnenden Menschen zur Ostsee.

Das vorliegende Werk wird kein vollständiges Handbuch weder der allgemeinen, noch der speziellen Ozeanographie sein, sondern ein enger begrenztes Programm verfolgen. Es will nur eine allgemeine physikalische Geographie des Meeres bedeuten; die biologisch-anthropogeographischen Gesichtspunkte sollen nur gelegentlich gestreift werden, indem im übrigen auf die Handbücher der Pflanzen-, Tier- und Anthropogeographie verwiesen sein mag. —

Ihre Tatsachen empfängt die Meereskunde, wie alle Naturwissenschaften, auf dem Wege der Beobachtung. In den Anfängen unserer Wissenschaft waren es die Küsten und Inseln, von denen aus die Zustände und Erscheinungsformen des Meeres verzeichnet wurden, während die Wahrnehmungen der Seefahrer auf der landfernen See selten und unvollkommen waren: zumeist blieben sie anekdotenhaft und betrafen nur das Wunderbare und Schreckhafte. Erst die neuere Zeit, insbesondere der allgemeine Aufschwung der Naturwissenschaften im neunzehnten Jahrhundert, brachte häufigere Schiffsbeobachtungen mit guten Instrumenten wenigstens für die Meeresoberfläche, indem es üblich wurde, Schiffstagebücher mit bestimmten Rubriken mehrmals täglich regelmäßig auszufüllen, was in durchaus freiwilliger Tätigkeit der Seeleute geschah und geschieht. Form und Inhalt dieser allerdings vorwiegend meteorologische Daten liefernden Tagebücher ist auf Betreiben des amerikanischen Seeoffiziers und Ozeanographen Mathew Fontaine M a u r y (1806—1873) auf dem internationalen Kongreß in Brüssel 1853 vereinbart, auf dem Kongreß in London 1873 nur wenig verändert und so bis heute festgehalten worden. Diese wichtigen Urkunden werden an die Archive der hydrographischen Ämter oder meteorologischen Zentralinstitute der verschiedenen Seemächte (für Deutschland die Seewarte zu Hamburg) eingeliefert, dort aufbewahrt und der wissenschaftlichen Bearbeitung unterzogen. Neben diesen nur die Meeresoberfläche und die Wettervorgänge betreffenden Beobachtungen gehen die eigentlichen Tiefseeexpeditionen her, deren erste tastende Anfänge zwar auf die großen Entdecker, wie Cook und Ross, zurückreichen, die aber der Menschheit eine eigentliche Kenntnis der Tiefsee erst im letzten Drittel des 19. Jahrhunderts erschlossen haben. In vielen Staaten gehört es zu den Aufgaben von Kommissionen und Behörden, denen die Förderung der Seefischerei obliegt, auch die Meere vor den Küsten ihres Staates systematisch zu erforschen; die Kieler Kommission zur wissenschaftlichen Untersuchung der deutschen Meere im Interesse der Fischerei (1870 von Preußen eingesetzt), der Scottish Fishery Board, die United States Fish Commission, die Adriakommissionen, die Commission scientifique de l'Algérie (1841—45) mögen besonders genannt sein. Bemerkenswert ist die neuste, seit 1902 für fünf Jahre unternommene Erforschung der nordeuropäischen Meere durch neun Uferstaaten nach einem sehr gründlichen ozeanographischen und biologischen Programm, das auf den internationalen

Konferenzen in Stockholm (1899) und Christiania (1901) vorberaten wurde, mit einer die Beobachtungen und Veröffentlichungen leitenden Zentralstelle in Kopenhagen.

Die geschichtliche Entwicklung der einzelnen ozeanographischen Probleme wird später in den verschiedenen Kapiteln noch besonders und eingehend abgehandelt werden.

Nur ein kleiner Bruchteil der vorhandenen ozeanographischen Originalbeobachtungen ist im Druck veröffentlicht, und in aller Vollständigkeit meist nur die Beobachtungen aus der eigentlichen Tiefsee. Das Massenmaterial der Schiffsjournale aber, deren Drucklegung viel zu kostspielig werden würde, muß in den Archiven der Sammelstellen selbst eingesehen werden.

Die für die Förderung der Ozeanographie unentbehrlichen nautischen Zentralinstitute gehören teils der Kriegsmarine der betreffenden Staaten an, teils sind sie auch Zivilbehörden. Die ersteren, meist unter dem Namen der hydrographischen Ämter (in Deutschland die Nautische Abteilung des Reichsmarineamts) werden überall von höheren Seeoffizieren geleitet und finden in erster Linie, öfter auch ausschließlich, ihre Aufgabe in der Vermessung der Küstengewässer und Veröffentlichung dieser Aufnahmen in Form von Seekarten, Küstenbeschreibungen und Segelhandbüchern, die meistens wertvolle ozeanographische Angaben für die Flachsee enthalten. Im übrigen fördern sie alle Bestrebungen der praktischen Nautik und machen alle darauf bezüglichen Neuerungen den Seeoffizieren zugänglich; endlich beschaffen und prüfen sie auch die nautischen und ozeanographischen Instrumente, die zur normalen Ausrüstung der Kriegsfahrzeuge gehören. Zu Gunsten der Handelsflotte wirken sie daneben noch, indem sie durch wöchentlich ausgegebene „Nachrichten für Seefahrer" (Notices for mariners in Großbritannien und Vereinigten Staaten, Avis aux Navigateurs in Frankreich u. s. w.) den Schiffsführern

Fig. 1.

Meteorologisches Journal an Bord — Kapitän ... von ... nach

Jahr ... Monat: Tag, bürgerliche Zeit	Stunde	Breite: durch astronomische Beobachtungen	Breite: durch die Logge-Rechnung	Länge: durch astronomische Beobachtungen	Länge: durch die Logge-Rechnung	Rechtweisender Kurs und Distanz durch die Logge-Rechnung. Alle 4 Stunden. Kurs	Distanz	Mißweisung des Kompasses, welcher für die Bestimmung der Richtung des Windes, des Wolkenzugs und des Seeganges gebraucht wird.	Anliegender Strich stets nach demselben Kompass, und Grade der Krängung nach Steuerbord oder nach Backbord.	Wind zur Zeit der Beobachtung, alle 2 Stunden. Man gebe die Zeit jeder Veränderung und Stärke des Windes während derselben unter Bemerkungen. Richtung, ob rechtweisend od. mit der Mißweisung behaftet.	Stärke Beaufort's Skala 0–12	Barometer № Höhe des Gefässes über der See in Metern. Unverbesserte Ablesung	Thermometer am Barometer	Temperatur d. Luft Psychrometer № Thermometer mit trockener Kugel Nr.	Thermometer mit nasser Kugel Nr.
Dat.	4									2, 4					
	8									6, 8					
	Mittag									10, 12					
	4									2, 4					
	8									6, 8					
	Mitternacht									10, 12					

Stunde	Wolken. Wenn die untere Wolkenschicht nicht mit dem Winde zieht, so ist die Richtung des Zuges in Kolumne 25 anzugeben. Untere: Bezeichnung	Obere: Bezeichn. und Richtung	Verhältnis des bewölkten Himmels 0–10	Wetter nach Beaufort's Bezeichnung	Meeresoberfläche. Richtung, aus welcher die See läuft; ob unregelmässig, gleichfalls wenn nur Dünung wahrzunehmen.	Stärke des Seeganges 0–9	Temperatur, Thermometer No.	Spezifisches Gewicht, Aräometer No	Bemerkungen. Hier sind alle wichtigen Beobachtungen mit der Zeit derselben anzugeben. Besonders sind die Zeiten der Veränderungen in Richtung und Stärke des Windes, ebenso die Richtung und Stärke der Böen zu bemerken. Auch soll die Zeit, wann das Schiff den Hafen verlässt oder erreicht, angegeben werden.
4									
8									
Mittag									Strom in den letzten 24 Stunden
4									
8									
Mitternacht									

Muster eines Schiffstagebuchs für die deutsche Seewarte.

ihrer Flagge alle Veränderungen im Fahrwasser, in der Betonnung und Beleuchtung der heimischen und fremden Küsten, oder auch im Bereiche wichtiger Seewege und Fahrstraßen neu bekannt gewordene Lotungen und Strombeobachtungen schleunigst melden. In den Vereinigten Staaten und in Frankreich teilen diese Marinebehörden auch die Schiffsjournale an die Kapitäne der Handelsflotte aus und nehmen ausgefüllte zur Verwahrung entgegen. In Deutschland liegt diese letzte Aufgabe der Deutschen Seewarte in Hamburg ob, die dem Reichsmarineamt angegliedert, ursprünglich von einem Gelehrten, Prof. Dr. G. Neumayer, organisiert und geleitet wurde, zur Zeit aber einem Admiral unterstellt ist; sie empfängt auch die von den Kriegsschiffen geführten meteorologischen Tagebücher. Die Zahl der Schiffsjournale im Archiv der Seewarte beträgt zur Zeit (1. April 1904) 20 470 Nummern mit 10 650 000 Beobachtungssätzen, wobei die Summe der alle vier Stunden, nach Schluß einer Wache, geschehenden Beobachtungen als ein Satz gilt. Das Formular eines solchen Tagebuchs ist hierneben verkleinert abgedruckt (Fig. 1). Besonders verdient gemacht um die wissenschaftliche Meereskunde hat sich die Seewarte durch die Bearbeitung der großen Segelhandbücher für die drei Ozeane, denen je ein Atlas mit sehr bedeutsamen Karten der Tiefen, Temperaturen, spezifischen Gewichte, Strömungen, Eisverbreitung, Windverhältnisse u. s. w. beigegeben ist. Auszüge aus den Schiffsjournalen, nach Gradfeldern geordnet, enthalten die sogenannten Quadrathefte: Resultate meteorologischer Beobachtungen von deutschen und holländischen Schiffen für Eingradfelder des Nordatlantischen Ozeans, 19 Hefte für die Zone von 20° bis 50° N. Br. Auch die Zeitschriften der Seewarte: die Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie (monatlich ein Heft), Aus dem Archiv der Seewarte (jährlich ein Band) bieten allen ozeanographischen Arbeiten die wertvollste Beihilfe.

In Großbritannien hatte von 1867 bis 1905 das Meteorological Council der Royal Society, seitdem das daraus gebildete Meteorological Office in London diese Aufgabe. Die Zahl der britischen Schiffsjournale war im Sommer 1904 rund 6800 mit 7 000 000 Beobachtungssätzen. Segelhandbücher nach Art der deutschen gibt diese Behörde selbst nicht heraus, dergleichen ist in England privater Tätigkeit überlassen; dafür aber hat sie eine stattliche Reihe der wichtigsten Publikationen rein ozeanographischen Inhalts aufzuweisen, deren wir in diesem Buche noch öfter als grundlegender und unentbehrlicher Hilfsmittel werden zu gedenken haben: sie betreffen sowohl kartographische oder tabellarische Darstellungen des Luftdrucks und der Windrichtungen, wie der Oberflächentemperaturen, des spezifischen Gewichts, der Meeresströmungen teils für die großen Ozeane im ganzen, teils für enger begrenzte Meeresgebiete mit reger Schiffahrt (Kap Horn, Südafrika, Bengalischer und Arabischer Golf, Rotes Meer); geradezu bahnbrechend waren die 1873—76 erschienenen Veröffentlichungen über die Zehngradfelder des Atlantischen Ozeans zwischen 20° N. und 10° S. B. von der afrikanischen Küste bis 40° W. L. — Das Niederländische Meteorologische Zentralinstitut in De Bilt bei Utrecht hat neben einst wichtigen, nunmehr aber veralteten Karten der Wassertemperaturen und Winde für den Atlantischen und Indischen Ozean im letzten Jahrzehnt einen groß angelegten physikalisch-nautischen Atlas für den Indischen Ozean herausgegeben; sein Archiv verfügt an Schiffsjournalen (1904) über 4700 Nummern mit 3 300 000 Beobachtungssätzen. — Das Hydrographische Amt der Vereinigten Staaten in Washington ist tonangebend geworden einst durch die von Maury vor 50 Jahren herausgegebenen, ozeanographisch sehr reichhaltigen Sailing Directions und neuerdings durch die originellen, den Schiffsführern nützlichen Pilot Charts für den Nordatlantischen und Nordpazifischen Ozean, die jeden Monat erscheinen und die alsdann für normal zu betrachtenden Windrichtungen, Regenfälle, Nebel- und Treibeisgebiete, Meeresströmungen und die Lage der

für die Schiffahrt störenden treibenden Wracks nach den neuesten Meldungen angeben. Ähnliche Karten sind inzwischen vom Meteorologischen Amt in London und von der Deutschen Seewarte für den Nordatlantischen Ozean und das Mittelmeer veröffentlicht, von der Seewarte auch für Nord- und Ostsee vierteljährlich. Das Archiv in Washington enthält 3800 Schiffsjournale mit 3 200 000 Beobachtungssätzen für die Zeit bis 1888; seitdem hat die Behörde sich darauf beschränkt, nur einmal täglich Beobachtungen zur Mittagstunde (nach Greenwichzeit) ausführen zu lassen, wovon 2 380 000 Sätze vorliegen. Die im Archiv des Service Hydrographique im Marineministerium zu Paris angesammelten Schiffsjournale werden auf 3344 Nummern mit 831 000 Beobachtungssätzen angegeben, soweit sie von Handelsfahrzeugen durch Vermittlung des Meteorologischen Zentralbureaus eingegangen sind; dazu kommen noch 10 688 dienstliche Schiffsjournale der Kriegsflotte, aus denen Auszüge angefertigt sind [1]. Die meteorologischen Zentralbureaus in Kopenhagen und Christiania sind besonders reich an Schiffstagebüchern aus den nördlichen Teilen des Atlantischen Ozeans und aus dem Nordmeer. — Eine vollständige Aufzählung der in regem Wetteifer von den verschiedenen nautischen und meteorologischen Zentralstellen herausgegebenen für die Ozeanographie wichtigen Werke wird man hier nicht erwarten; die meisten werden im Verlaufe der Darstellung am geeigneten Orte noch gebührend zu erwähnen sein.

---

[1] Die hier gegebenen statistischen Angaben verdanke ich gütigen Mitteilungen der genannten Behörden vom Herbst 1904.

Erstes Kapitel.

Die Meeresräume.

I. Die Größe des Ozeans.

Als eine zusammenhängende einheitliche Wasserdecke dehnt sich das Weltmeer über fast drei Viertel der Erdoberfläche aus und umschließt die Festlandflächen ringsum: es stehen so dem einheitlichen Ozean oder „Weltwasser“ (Supan) vier große Weltinseln gegenüber, die Alte Welt, Amerika, Australien und die Antarktis. Von der Gesamtoberfläche der Erde von 509 950 000 qkm (nach Bessel) werden gewöhnlich noch gemäß Hermann Wagners früheren Darlegungen rund 365 500 000 qkm auf den Ozean, also 144 450 000 qkm auf das Land gerechnet, was einem Flächenverhältnis des Landes zum Meere wie 28,3 zu 71,7 Prozenten entspricht. Wagner[1]) hat damals (1895) angenommen, daß von den noch unbekannten Gebieten um den Nordpol (5 Millionen qkm) 1 Million, um den Südpol (von 16 Millionen) 9 Millionen qkm auf das Land entfallen, welche Schätzungen selbstverständlich Irrtümer von mehreren Millionen qkm nicht ausschließen. Aber auch die Umrisse vieler Küstenlinien außerhalb der eigentlichen Polargebiete sind keineswegs genau genug bekannt, um auch für sie einen Fehler von 100 000 qkm ganz undenkbar scheinen zu lassen. Die jüngsten Entdeckungen im Nordpolargebiet haben nun die Gesamtsumme der Landflächen nicht verändert[2]). Den neu von Sverdrup gefundenen Inselflächen stehen Abstriche in der Größe anderer Inselgruppen gegenüber. Ich halte die Annahme Wagners von künftig noch zu entdeckenden Nordpolarländern in der Größe von einer Million qkm für übertrieben. Dagegen ist als eines der wesentlichsten Ergebnisse der im letzten Jahrzehnt ausgeführten antarktischen Expeditionen die Enthüllung ungeahnt großer Landflächen anzuerkennen. Hier sind neue Landpunkte teils gesichtet (Kaiser Wilhelms II.-, König Eduards VII.-, Coatsland), teils durch Anloten des Festlandsockels als nahebei gelegen erschlossen (Belgica); und der kontinentale Zusammenhang dieser Landpunkte darf aus den meteorologischen Wirkungen weiter abgeleitet werden. Den heutigen Vorstellungen entspräche also noch nicht einmal ein Bild, wie es Sir John Murray 1894 von einem großen antarktischen Kontinente entwarf[3]), mit einem Festland von 9 Millionen qkm; wir haben allen Grund, mit 4 Millionen qkm

---

[1]) Beiträge zur Geophysik Bd. 2, Stuttgart 1895, S. 710 f. Vergl. weiter unten den Abschnitt über die mittleren Tiefen und das Gesamtvolum des Weltmeeres.

[2]) Wagner in Pet. Mitt. 1904, 56.

[3]) Geogr. Journal III, 1894, S. 1.

mehr Land zu rechnen. Hiernach würden wir als die zur Zeit wahrscheinlichsten Areale für das Land 148,8 Millionen und für das Meer 361,1 Millionen qkm rechnen können, was einem Flächenverhältnis wie 1 : 2,43 oder 29,2 : 70,8 entspräche.

Kurz gesagt ist der Ozean rund 2½ mal größer, als die von ihm eingeschlossenen Landflächen: das „Antlitz" der Erde ist also überwiegend ozeanisch.

Die Vorstellung von einer das bewohnbare Land begrenzenden großen und zusammenhängenden Wassermasse ist uralt und begegnet uns in den Schöpfungssagen der meisten Kultur- und vieler Naturvölker.

Nach dem babylonischen Schöpfungsmythus spaltet Marduk, als der Vorkämpfer der Götter, das Weltenungeheuer Tiamat und bildet aus den Teilen den Himmel und die Erde. Diese ruht in Form eines gewölbten Berges auf dem Weltmeer (*apsū*, dem Reiche des Gottes Ea), aus dem die Sonne morgens im Osten auftaucht, um abends im Westen darin unterzugehen. Daß hiebei dem Weltmeer, das den äußeren Rand des Erdberges bespült, die Gestalt eines Ringes gegeben werden kann, liegt sehr nahe, sobald man sich der augenfälligen Kreisform des Horizonts erinnert; in der Tat erwähnt P. Jensen die Bezeichnung *ganasi*, d. i. Umschließung, als Beinamen des Gottes Ea. Einen kartographischen Ausdruck empfängt, wie es scheint, diese Vorstellung erst in spätbabylonischer Zeit, wie eine von P. Haupt veröffentlichte Tontafelkarte des Britischen Museums erweist; darin findet sich das Ringmeer von zwei ersichtlich mit dem Zirkel geschlagenen konzentrischen Kreisen umschrieben [1]).

Nach dem biblischen Schöpfungsmythus befiehlt Gott, daß sich das Wasser unterhalb des Himmels an einem Orte sammle, damit man das Trockene sehe; darauf nannte Gott das Trockene Erde und die Sammlung des Wassers Meer. Auch in der Vorstellung der Hebräer ruht der runde Himmelshorizont auf dem Meer, das die Erdscheibe umspült [2]).

Im Mythenkreise der älteren Hellenen ist Okeanos [3]), der Vater der Götter und Menschen, das Band zwischen Himmel und Erde, verkörpert im Ringmeer, das den Erdkreis umfängt. Bei Homer und Hesiod ist der Okeanos ein Süßwasserstrom, der sich bei den Säulen des Herkules mit dem salzigen inneren Meere berührt; Eos und Helios tauchen im Osten aus ihm auf und im Westen wieder in ihn ein; unterirdisch durchsetzt er auch das Land, und ihm entströmen alle Quellen, Bäche, Flüsse [4]). Die ionischen Geographen haben sich bemüht, dieses mythische Gebilde als einen geographischen Begriff zu fassen und den Okeanos als äußeres Meer dem inneren oder Mittelmeer gegenüberzustellen; sie haben ihn auch kartographisch dargestellt und sein Bild mit den Beobachtungen und Erkundigungen der Seefahrer und Kaufleute in Einklang zu setzen versucht. Herodot übt strenge Kritik an diesen Vorstel-

---

[1]) P. Jensen, Kosmologie der Babylonier, Straßburg 1890, S. 250. — Hugo Winckler, Himmels- und Weltenbild der Babylonier, Leipzig 1903, 25 f. — Paul Haupt in „Über Land und Meer" 1894/95, Nr. 15 (die Tafel ist jedenfalls nicht jünger, als die biblische Beschreibung des Paradieses). — A. Jeremias, D. Alte Testam. im Lichte d. Alt. Orients, Leipzig 1906, S. 16.

[2]) Genesis 1, 9—10. Die Luthersche Übersetzung ist ungenau, vergl. die Septuaginta: καὶ εἶπεν ὁ Θεός Συναχθήτω τὸ ὕδωρ τὸ ὑποκάτω τοῦ οὐρανοῦ εἰς συναγωγὴν μίαν etc. Als fernere Belege verdanke ich einer freundlichen Mitteilung meines Kollegen Georg Hoffmann: Jesaias 40, 22; Sprüche Sal. 8, 27; Hiob 26, 10.

[3]) Über die Etymologie des Wortes Okeanos vergl. den besonderen Exkurs am Ende dieser historischen Einleitung S. 12.

[4]) Weizsäcker in Roschers Lexikon der Griech. und Röm. Mythologie Bd. 3, 1, S. 809 ff.

lungen. Daß das vom Okeanos umschlossene bewohnte Land, die *Oikumene* eine zirkelrunde Scheibe sei, fordert seinen Spott heraus; er vermißt jeden Beweis für die „Umflossenheit" Europas im Westen und Norden, und nur Dichter, keine Augenzeugen wüßten von einem Ozean, der die bewohnte Erde auch im Osten begrenze. Wohl aber kennt er am Südrande der ihm bekannten Welt das Erythräische Meer, das Meer des „roten Landes" d. i. Arabiens, nach der Bezeichnung der alten Ägypter. Er weiß sogar von einer Umschiffung Afrikas im Süden zu berichten, so daß Libya eine Halbinsel sei, was auch die Karthager behaupteten.

Auch nachdem die pythagoreische Philosophenschule an Stelle der Erdscheibe die Erdkugel eingeführt hatte, blieb nach wie vor die Frage nach der Gestalt und Größe des Weltmeers im Vordergrunde des wissenschaftlichen Streites [1]). Zwei Lehrmeinungen standen sich hier gegenüber. Eine, vertreten durch Plato, Eratosthenes, Krates von Mallos, Posidonius und Strabo, läßt zwei Ringmeere sich rechtwinklig auf der Erdoberfläche durchkreuzen: ein äquatoriales Gürtelmeer, und ein meridionales von Pol zu Pol. „Es ist", sagt Berger, „jenes unverwüstliche Erdbild, das eigentlich heute noch besteht in den rechtwinklig zueinander gestellten Streifenornamenten des Reichsapfels." Von der so gevierteilten Erdoberfläche (der *terra quadrifida* des Makrobius) bildet die *Oikumene* eines der beiden nordhemisphärischen Viertel, das von dem allseitig zusammenhängenden Ozean umschlossen wird, den Eratosthenes den Atlantischen nennt. Spätere Geographen lassen von ihm aus vier Busen in die Landmasse eindringen, das Mittelmeer, den Arabischen, den Persischen und (fälschlich) den Kaspischen Golf. Dem Weltmeer ist überall Ebbe und Flut eigen; an den Polen ist der meridionale Gürtelozean gefroren.

Anfänglich noch nicht zu einem klaren System ausgebildet, sondern nur in lückenhaften Andeutungen (wenigstens für uns) erkennbar, ist die zweite Auffassung, die auf Aristoteles zurückzuführen scheint, bei Polybios, Hipparch und Seneca durchschimmert und dann am Ende der klassischen Zeit zu dem ganz abweichenden Weltbilde geführt hat, wie es uns Ptolemäus überliefert hat; wir wissen jetzt, daß es viel älter ist als Aristoteles, denn es ist das altbabylonische [2]). Aristoteles will zwar als richtig anerkennen, daß unsere *Oikumene* von einem einheitlichen Meer umflossen, also das Atlantische mit dem Erythräischen eines sei, aber er hält die Erde für so klein, daß man mit günstigem Winde leicht von den Säulen des Herkules westwärts nach Indien (= Ostasien) segeln könne. In der späteren Literatur dringen Zweifel an der Halbinselnatur Afrikas in den Vordergrund; und schließlich hat Ptolemäus durch eine Reihe von mißverständlichen Kombinationen Afrika da, wo es sich in höheren südlichen Breiten zur Halbinsel verschmälert, sowohl nach Westen wie auch nach Osten zu ungeheuren Kontinentalflächen erweitert. Hierbei hat er an die altbabylonische Vorstellung von der Identität der dunkelhäutigen Bewohner (Äthiopier) Afrikas und Südostasiens und einer entsprechenden festländischen Verbindung ihrer Sitze angeknüpft und so den Indischen Ozean zu einem noch nicht 20° S. Br. überschreitenden Binnenmeer gemacht; als ein solches läßt er ebenso den Atlantischen Ozean den Zwischenraum zwischen dem Westen Europa-Afrikas und dem unbekannten Osten Asiens erfüllen.

Wollten wir nun fragen, welche Vorstellungen die alten Geographen von der Größe der Meere hatten, so bleiben uns die Quellen eine Antwort schuldig, wie es denn überhaupt den Alten fern lag, geographische Flächengrößen zahlenmäßig zu erfassen; sie begnügten sich mit dem Ausmessen gewisser Entfer-

---

[1]) Für dieses wie das Folgende lehne ich mich durchaus an Hugo Bergers Gesch. der wiss. Erdk. der Griechen an.

[2]) Zimmern und Winckler, Die Keilinschriften und das Alte Testament, Berlin 1902, S. 115 u. 137.

nungen entlang den Parallelen oder Meridianen für die Landräume. Nach Krates von Mallos, der um die Mitte des 2. Jahrhunderts v. Chr. in Pergamum einen Globus mit der schon erwähnten Kreuzung der großen tellurischen Meeresgürtel aufstellte, sollte das Wasser den größeren Teil der Erdoberfläche einnehmen. Bei der Gegenpartei scheinen teleologische Vorstellungen zu der Überzeugung geführt zu haben, daß im allgemeinen das Land überwiegen müsse. Aus dem Bereiche der semitischen Literatur kennen wir die (später von Kolumbus so sehr geschätzte) Aussage der Apokalypse des Esra, wonach Gott am dritten Schöpfungstage die Wassermassen auf ein Siebentel der Erde beschränkt, sechs Siebentel also zu Land gemacht habe [1]).

Es ist bekannt, daß auf den Karten des Ptolemäus die ostwestliche Ausdehnung des Landes stark übertrieben verzeichnet war. Da er aber nicht angibt, wie die Ostküste des asiatischen Festlands verlaufe, so haben wir nicht die Möglichkeit, das Areal seines Atlantischen Ozeans und damit das Verhältnis des Wassers und Landes auf seinem Erdbilde noch nachträglich unserseits auszumessen. Für den Indischen Ozean zeigen die modernen Rekonstruktionen, daß dieser um mehr als die Hälfte zu klein erschien, obwohl der Persische Golf 6mal, das Rote Meer 3mal zu groß ausfallen. Daß auch die Fläche des Mittelmeeres fast auf das Doppelte der wahren vergrößert wurde, hinderte nicht, im allgemeinen zu der Vorstellung zu gelangen, daß auf seinen Karten, die nur die e i n e Seite der Erde deutlicher veranschaulichten, für die Südhemisphäre aber eine phantastische Ausdehnung riesiger Kontinente erkennen lassen, das Land eine größere Fläche einnehmen müsse, als das Wasser.

Einen Fortschritt gegen dieses ptolemäische Erdbild finden wir erst bei arabischen Geographen, denen Afrika nicht eine bloße Halbinsel des hypothetischen Südlandes war, sondern die eine Verbindung des Indischen und Atlantischen Ozeans durch „eine zweite Straße von Gibraltar“ in höheren südlichen Breiten annahmen. Auch wurde gegen das den Indischen Ozean so sehr einschränkende Südland erheblicher Widerspruch laut, der auf den Erkundungen der arabischen Seefahrer beruhte. In der westeuropäischen Welt war die mittelalterliche Literatur unter der Einwirkung des Klerus mit den kindischen Radkarten in Vorstellungen zurückgefallen, die denen der alten ionischen Geographen kaum überlegen waren. Erst infolge der Kreuzzüge und des Vordringens christlicher Missionare im 13. und 14. Jahrhundert nach Indien begann sich das Erdbild des Ptolemäus in arabischer Auffassung neu zu beleben.

Das Zeitalter der großen Entdeckungen, das mit der Umschiffung Afrikas im Süden durch Diaz (1486) einsetzt und zunächst in der Durchquerung des Atlantischen Ozeans nach Westen durch Kolumbus, sodann in Magellans Erdumsegelung (1520—22) seine Höhepunkte erreicht, enthüllte in wenigen Jahrzehnten eine neue, westliche Erdhälfte mit gewaltigen Wasserflächen. Statt der beiden Binnenmeere, dem indischen und atlantischen, der ptolemäischen Weltkarte, hatte man nun ein zusammenhängendes riesiges Weltmeer, und darin als drei große Inseln das alte Festland im Osten, die Neue Welt im Westen und das hypothetische Südland um den Südpol. Daß dieses Weltmeer eine Einheit bildet, also in seinem ununterbrochenen Zusammenhange allgemein den menschlichen Schiffsverkehr rings um die Erde ermögliche, wurde alsbald als eine bedeutsame, den Menschen vom Schöpfer gewährte Gunst anerkannt. Über das Raumverhältnis zwischen Wasser und Land gingen aber die Meinungen im 16. und 17. Jahrhundert noch sehr auseinander. Ein Teil der Kosmographen hielt an der antiken Vorstellung fest, daß das dem

[1]) Nach Rosenmüller wird hierbei die Einteilung der Erdoberfläche in sieben Klimate bei den alten Hebräern erkennbar. Humboldt, Kritische Untersuchung. I, 172.

Menschen vom Schöpfer zum Wohnraum absichtsvoll überwiesene Land an Größe das Meer überwiegen müsse; Gerhard Merkator, der zu dieser Partei gehörte, hat auf seiner Weltkarte zum Ptolemäus von 1538 in zwei herzförmigen Planisphären aber bezeichnenderweise, wie die Nachzählung nach Gradfeldern ergibt, dennoch unbewußt etwas mehr als die halbe Erdoberfläche dem Wasser überwiesen (56 Prozent Meer auf der ganzen Erde, 47 Prozent auf der nördlichen, 66 Prozent auf der südlichen Halbkugel, trotz eines riesigen Australlands). Auf seiner späteren großen Weltkarte in Seekartenprojektion von 1569 aber ist das Wasser fast auf das gleiche Areal wie das Land gebracht (49 Prozent der ganzen Erdoberfläche, 45 Prozent der Nord-, 52 Prozent der Südhalbkugel). In dem lebhaft genug geführten Streit hat offenbar niemand an eine wirkliche Ausmessung gedacht. Das Überwiegen der Landflächen hat sogar noch Delisle vertreten. Eine zweite Partei (Ant. Berga 1579) hatte allerdings nach dem Augenschein den richtigen Eindruck von der überragenden Größe des Weltmeers und hätte in einer Weltkarte des Gastaldi vom Jahre 1562 den exakten Beweis dafür finden können, wo das Wasser 62 Prozent der ganzen Erdoberfläche (von der Nordhemisphäre 43, der Südhemisphäre 80 Prozent) einnimmt, da Gastaldi nur ein verhältnismäßig kleines Südland in amerikanischen Längen anerkennt. Es gab aber noch eine dritte Partei, die eine Flächengleichheit von Wasser und Land annahm, was in der Tat den damals verbreitetsten Karten und Globen z. B. denen des Hauses Merkator, wohl am besten entsprach. In der Folge vertraten Blancanus (1620) und Bernhard Varen (1650) diese Ansicht.

Gerhard Merkator selbst hat im Text zu seinem berühmten Atlas noch ein anderes Gleichgewicht, nämlich das der Landmassen auf der nördlichen und der südlichen Erdhälfte als unentbehrlich angenommen und darauf die große Ausdehnung des noch unbekannten Südlands, jener ptolemäischen Erbschaft, gegründet. Diese spekulative Ansicht hat sich dann noch fast zwei volle Jahrhunderte erhalten und ist, nachdem sie durch Abel Tasmans Erdumsegelung einen starken Stoß erhalten, erst nach Cooks großen Reisen zögernd verschwunden. Noch der schwedische Geograph Torbern Bergman (1780) hing dieser Gleichgewichtstheorie Merkators an, und erst Kant beseitigte in seiner physikalischen Geographie die falsche mechanische Auffassung, die ihr zu Grunde liegt, nämlich als ob der Erdball einem Schiff zu vergleichen sei, dessen eine Seite man nicht stärker belasten dürfe, als die andere. Merkwürdig spät begegnet man Versuchen, die Areale des Landes wirklich auszumessen und denen des Meeres gegenüberzustellen. Nach Emil Wisotzkis [1]) Nachforschungen scheint der Jesuit Riccioli (1661) die erste primitive Ausmessung versucht zu haben: er fand Land zu Wasser angenähert im Verhältnis wie 40 zu 25, also nur 38 Prozent der Erdoberfläche Wasser. Da der Begriff der Flächentreue, den der große Merkator bereits in die Kartographie eingeführt hatte, alsbald wieder verloren gegangen war, mußten Schätzungen oder Messungen auf den üblichen Weltkarten in Apianischem Netz notwendig unbrauchbare Ergebnisse liefern, und nicht immer scheint man die Globusstreifen zu solchem Zwecke gebraucht zu haben. Am frühesten dürften verhältnismäßig genaue Areale von englischen Gelehrten ausgemessen sein; im Jahre 1742 hat ein Dr. Long, indem er die zu wenig oder gar nicht bekannten Räume jenseits der beiden Polarkreise ausschaltete, durch gesondertes Auswägen der dem Lande und dem Meere zukommenden Stücke für diesen großen Rest der Erdoberfläche ein Verhältnis des Landes zum Wasser wie 1 zu 2,81 oder wie 26 zu 74 Prozent erhalten. Noch genauer und zwar durch Auswägen von Gradabteilungen eines Globus von 3 Fuß Durchmesser ist dann fast hundert

[1]) Die Verteilung von Wasser und Land an der Erdoberfläche. Diss. Königsberg 1879.

Jahre später Professor Rigaud[1]) in Oxford (1837) vorgegangen; indem er für die unbekannten Teile im Nordpolargebiet ²/₃, für das Südpolargebiet alles dem Meere zuwies, erhielt er das Verhältnis des Landes zum Wasser wie 26,6 zu 73,4 Prozent, was lange Jahrzehnte hindurch für die wissenschaftliche Erdkunde maßgebend geblieben ist. Einen Wert, der diesem sehr nahe kommt, hatte schon 1783 der braunschweigische Geograph E. A. W. Zimmermann gefunden; nachdem er die beklagenswerte Ungewißheit der vorhandenen Zahlen für die einzelnen Staaten und Erdteile festgestellt, kam er bei einer wahrscheinlichen Größe der Landflächen von 120 370 000 qkm und einer Gesamtgröße der Erdoberfläche von 454 660 000 qkm zu einem Verhältnis des Landes zum Meere wie 26,5 zu 73,5 Prozent[2]).

Die Etymologie des Wortes Ozean[3]) ist zur Zeit noch nicht völlig klar. Von den klassischen Philologen wird der Name Ὠκεανός verschieden abgeleitet. Einige knüpfen an die Vorstellung von einem Strom an und denken an ὠκύς und νάω, andere setzen Ὠκεανός = Ὠγύγης, der Uralte, noch andere wollen im Hinblick auf die Nebenformen Ὤγενος und Ὠγήν einen nichtgriechischen Ursprung annehmen; auch A. v. Humboldt hat auf eine Stelle des Phavorinus großen Wert gelegt, wonach die barbarische Herkunft des Wortes schon den Alten bewußt gewesen sei (Krit. Unters. I, 49 und 168). Hierbei wird dann auf das Hebräisch-Phönizische zurückgegangen, wo die Wurzel *og* = im Kreise gehen bedeuten soll (vgl. die Literatur in Roschers Lexikon der Gr. u. Röm. Mythol. Bd. 3, Abt. 1, S. 816). Mein sachverständiger Kollege Georg Hoffmann verwirft jedoch eine solche Ableitung aus sprachlichen Gründen und hält eine Erklärung des Wortes *Okeanos* in Verbindung mit *Ogenos* aus einer semitischen Sprache auch fürderhin für aussichtslos. P. Jensen (Kosmol. der Babylon. S. 251) knüpft an den bereits erwähnten Beinamen des Gottes Ea, *Gana-si* = „Umschließung", sarkastisch den Vorschlag für Etymologaster, ὠγήν oder ὤγενος von sumerisch *a* = Wasser, und *gan* = umschließen, abzuleiten. Die vergleichende indogermanische Sprachforschung dürfte vielleicht eher zum Erfolge führen. Nach Pictet (*Les origines indo-europ. tome* I², p. 137), Benfey (Gött. Gel. Anz. 1860, S. 223) und Kuhn (Zeitschr. für vergl. Sprachforschung Bd. 9, 1860, S. 240; vgl. Bd. 27, 1884, S. 477) entspräche ὠκεανός genau dem altindischen *ā-çáyāna-s* = „der umlagernde", ist also Part. praes. med. von ὤ-κειται; Benfey und Kuhn finden nach den Veden darin den Begriff des die Wolkenwasser umfangenden und am Regnen hindernden Dämonen Vritra oder Ahi, den sie dem nordischen Aegir parallel setzen. Pictet kennt auch aus keltischen Sprachen stammverwandte Bezeichnungen des Weltmeers (irisch *aigean, aigen*; kymrisch *eigiawn*).

II. Die wagrechte Gliederung des Ozeans.

Die Verteilung der ozeanischen Wasserfläche um den Erdball ist sehr unregelmäßig und von jeder Symmetrie weit entfernt.

Wäre das Weltmeer zu beiden Seiten des Äquators gleich verteilt, so müßte jede Halbkugel rund 181 Millionen qkm Wasser tragen. Auf der

---

[1]) Transactions of the Cambridge Phil. Soc. VI, 2, 291. R. hat auch die Landseen mit Ausnahme der afrikanischen dem Meere zugezählt.

[2]) Über die neuere Entwicklung dieses Problems vergl. Penck, Morphol. der Erdoberfl. I, 99.

[3]) Das Folgende war lange niedergeschrieben, als Hugo Bergers ausgezeichneter Beitrag über „Mythische Kosmographie der Griechen" in Roschers Lexikon der Griechischen und Römischen Mythologie, Leipzig 1904, erschien.

Nordhemisphäre finden wir aber 154,9, auf der südlichen 206,2 Millionen qkm; also statt der normalen 70,8 Prozent nimmt das Meer nördlich vom Äquator nur 60,7, südlich davon aber 80,9 Prozent ein. Es sind folglich vom Ozean rund 43 Prozent nordhemisphärisch, 57 Prozent südhemisphärisch.

Gehen wir auf die einzelnen Breitenzonen ein, so messen wir in Gürteln von je 5° Breite folgende Areale.

Verteilung von Wasser und Land in Fünfgradzonen.

Zone	Wasser 1000 qkm	Land 1000 qkm	Wasser Prozent	Land Prozent
90—85° N.	978?	—?	100?	—?
85—80 "	2 583?	346?	88?	12?
80—75 "	4 335	519	89.3	10.7
75—70 "	4 170	2 570	61.9	38.1
70—65 "	2 040	6 532	23.8	76.2
65—60 "	3 291	7 042	31.9	68.1
60—55 "	5 522	6 490	46.0	54.0
55—50 "	5 590	8 005	41.1	58.9
50—45 "	6 546	8 524	43.4	56.6
45—40 "	8 496	7 931	51.7	48.3
40—35 "	10 005	7 651	56.7	43.3
35—30 "	10 775	7 974	57.5	42.5
30—25 "	11 717	7 982	59.5	40.5
25—20 "	13 424	7 075	65.4	34.6
20—15 "	14 951	6 194	70.7	29.3
15—10 "	16 528	5 105	76.3	23.7
10—5 "	16 656	5 304	75.8	24.2
5—0 "	17 421	4 703	78.7	21.3
0—5° S.	16 782	5 342	75.8	24.2
5—10 "	16 881	5 079	76.9	23.1
10—15 "	17 250	4 383	79.7	20.3
15—20 "	16 107	5 038	76.2	23.8
20—25 "	15 454	5 045	75.4	24.5
25—30 "	15 413	4 286	78.2	21.8
30—35 "	15 752	2 997	84.0	15.0
35—40 "	16 481	1 175	93.3	6.7
40—45 "	15 780	647	96.1	3.9
45—50 "	14 728	342	97.7	2.3
50—55 "	13 399	196	98.2	1.8
55—60 "	12 005	7	99.9	0.1
60—65 "	10 291	42	99.6	0.4
65—70 "	6 831?	17 41?	79.7?	20.3?
70—75 "	3 101?	36 39?	46.0?	54.0?
75—80 "	—?	4 854?	—?	100?
80—85 "	—?	2 929?	—?	100?
85—90 "	—?	979?	—?	100?
90—0° N.	154 882	100 093	60.7	39.3
0—90° S.	206 246	48 729	80.9	19.1
Summe . . .	361 128	148 822	70.8	29.2

Das mittlere Verhältnis wird also nur einmal, zwischen 15° und 20° N. B., erreicht; sonst sind beträchtliche Abweichungen die Regel. Stark unter ihrem Mittel bleiben die Meeresflächen in den Breiten zwischen 20° und 75° N.; ja in 45° bis 70° N. B. nimmt das Meer noch nicht die Hälfte der Zonenfläche ein und besitzt entlang dem Nordpolarkreise noch nicht 1/4 des Umfangs. Dagegen deckt es in den tropischen Breiten über 3/4 der Zonenflächen, und südlich von 35° S. B., wo das afrikanische und australische Festland ein Ende haben, beherrscht es mehr als 9/10, zwischen 56° und 60° S. B. aber die ganze Zonenfläche allein: in diesen Breiten kann man um die Erde segeln, ohne auch nur eine kleine Insel zu sichten. Südlich von 60° S. B. macht sich die Nähe des antarktischen Festlands wieder geltend und polwärts von 80° S. B. ist vielleicht überhaupt kein Meer. Während der Nordpol der Erde höchst wahrscheinlich im Meere liegt, befindet sich der Südpol also auf dem Lande.

Betrachtet man die in unseren Atlanten dargestellten Planisphären der Ost- und Westhalbkugel, meist getrennt durch den Meridian von 20° W. und 160° O. Grw., so zeigt sich, daß die östliche Halbkugel oder die der Alten Welt 62,1 Prozent, die westliche oder die der Neuen Welt aber 81,2 Prozent Meer enthält. Die nach Wagner zusammengestellten Arealzahlen ergeben nämlich für die genannte östliche Halbkugel 158 400 000, für die westliche 207 100 000 qkm Meeresflächen. Nach General v. Tillo[1]) würde das Verhältnis für die östliche Halbkugel 63,1, für die westliche 83,0 Prozent werden, wobei jedoch nur der Erdraum zwischen 80° N. und 70° S. B. gemeint ist.

Es geht hieraus hervor, daß der Westen und der Süden der Erde die größten Wasserflächen trägt, der Osten und Norden aber die Landmassen.

Man kann auf einem Erdglobus einen größten Kreis so legen, daß er eine Erdhälfte mit der größtmöglichen Ausdehnung des Landes umschließt und der entgegengesetzten das Maximum an Wasserflächen zuweist. Die sogenannte Landhalbkugel hat nach den neueren Ermittlungen[2]) ihren Pol an der französischen Küste unweit der Loiremündung bei Croisic in 47 1/4° N. B., 2 1/2° W. L., und der Grenzkreis schneidet den Meridian von Greenwich in 42° S. B., weist Afrika und Madagaskar der Landhalbkugel zu, geht dann zwischen den Nikobaren und Sumatra in nordöstlicher Richtung auf das asiatische Festland zu, überschreitet zunächst den Isthmus von Krah etwa in 10° N. B., verläuft quer durch Siam und Annam, halbiert die Insel Hainan von SW nach NO, streicht von Hongkong bis Futscheu über die Südostküste Chinas hinweg und schneidet die Japanischen Inseln so, daß Nagasaki noch gerade der Landhalbkugel, Tokio schon der Wasserhalbkugel zufällt; er trifft dann 180° L. in 42° N. B., weist ganz Nordamerika der Landhalbkugel zu, trifft die Albemarle-Insel der Galápagosgruppe und erreicht das südamerikanische Festland bei Arica, um es zwischen Pto. Alegre und Pelotas zu verlassen. Auf der so umschlossenen Landhalbkugel sind 120 500 000 qkm Land und 134 480 000 qkm Wasser, d. h. es überwiegt auch auf ihr noch das Wasser mit 52,7 Prozent. Dagegen herrscht auf der sogenannten Wasserhalbkugel, deren Pol südöstlich von

---

[1]) Pet. Mitt. 1895, S. 97 (Areale nach Meridianstreifen).

[2]) H. Beythien, eine neue Berechnung des Pols der Landhalbkugel. Diss. Kiel 1898. Die Methode habe ich in Peterm. Mitt. 1898, S. 106 angegeben.

Neuseeland in 47 1/4 ° S. B. und 177 1/2 ° O. L. liegt, die Meeresfläche so überwältigend, daß ihr volle 230 600 000 qkm, also 90,5 Prozent zukommen, gegenüber der kleinen Landfläche von nur 24 400 000 qkm, die also ungefähr dem Erdteil Nordamerika einschließlich Grönland gleichkommt. — Der Begriff der Land- und Wasserhalbkugel, der um die Mitte des 18. Jahrhunderts bei den französischen Geographen mehrfach erwähnt wird, scheint zuerst von Philippe Buache (1746) in die Wissenschaft eingeführt zu sein. Karl Ritter hat seine Bedeutung besonders hoch eingeschätzt, er nennt diesen „Gegensatz einer vorherrschend tellurischen und maritimen Seite des Erdballs“ einmal „den größten und wichtigsten, den wir nächst dem klimatischen des Nordens und Südens auf der Erde kennen“.

Für die unregelmäßige Erstreckung des Weltmeers auf der Erdoberfläche ist die Anordnung des festen Landes entscheidend, denn wie alles Flüssige, ist auch der Ozean mit seiner Gestalt von der seines Gefäßes abhängig. Hier ist nur zunächst bedeutsam, daß sich vier große Weltinseln oder Kontinente aus dem Meeresspiegel herausheben und sowohl durch ihre geschlossenen Flächen, wie durch die ihnen zuzurechnenden Inselzüge dem Ozean eine deutliche Gliederung erteilen. Die Betrachtung des Globus zeigt uns, wie sich aus der allgemeinen Meeresbedeckung der größte Teil abgliedert: der zwischen Amerika im Osten, Asien und Australien im Westen, der Beringstraße im Norden und den vereisten Küsten der Antarktis im Süden in fast kreisförmiger Gestalt hingelagerte Pazifische Ozean unserer Karten. Der Globus oder auch eine Karte der Landhalbkugel ergibt weiter, daß sich der Atlantische Ozean in **S**-förmiger Krümmung zwischen der Westküste der Alten Welt und der Ostküste Amerikas dahin erstreckt, im Norden über den Pol hinweg reichend bis zur Beringstraße, im Süden wieder begrenzt durch die Küsten des antarktischen Landes. Zwischen Ostafrika, Südasien und Australien liegt dann wesentlich südhemisphärisch der Indische Ozean. Alle drei Ozeane hängen in den höheren südlichen Breiten zusammen: der Atlantische mit dem Pazifischen in der noch nicht 1000 km breiten Drake- oder Kaphornstraße, im Osten mit dem Indischen zwischen dem Nadelkap Afrikas und dem Enderbyland in einer Breite von 3500 km; der Atlantische mißt dabei selbst in seiner Längenachse vom Weddellmeer über den Nordpol bis zur Beringstraße mehr als 20 000 km. Auch der Zusammenhang zwischen dem Indischen und Pazifischen Ozean südlich von Australien beträgt von der Südspitze Tasmaniens bis zum Wilkesland 2500 km gegenüber einer gesamten meridionalen Erstreckung des Indischen Ozeans von 10 000 km und des Pazifischen von 15 000 km. Wesentlich um die relativ geringe Ausdehnung dieser Verbindungstore im Verhältnis zur gesamten Landumrahmung zu verdeutlichen, ist die beigegebene Kartenskizze in Steinhausers Sternprojektion mit dem Südpol im Zentrum entworfen worden (Fig. 2).

Das irdische Weltmeer ist also zwar eines und in ungetrenntem Zusammenhang, läßt aber eine Gliederung in drei Weltmeerteile erkennen, die wir in diesem Buche den Atlantischen, Indischen und Pazifischen Ozean nennen und in den höheren Südbreiten gegeneinander durch den Meridian des Nadelkaps (20° O. L.), des Südkaps von Tasmanien

(147° O. L.) und die kürzeste Verbindungslinie zwischen dem Kap Horn und der Nordspitze von Louis Philippsland (63° 5′ S. B., 57° 0′ W. L.) abgrenzen.

Methodologisch wird häufig übersehen, daß es sich bei der Ausscheidung der drei Ozeane nicht um eine Operation handelt, wie bei der Aufstellung der vier Kontinente der Alten Welt, Amerikas, Australiens und der Antarktis, sondern wie bei der Zerlegung dieser Kontinente in einzelne Erd t e i l e, also wie bei der Scheidung von Nord- und Südamerika, oder von Afrika, Asien und Europa. Diese fünf Erdteile sind Objekte von ähnlicher Ordnung, wie die drei

Fig. 2.



Südpolaransicht der Erde nach Steinhausers Sternprojektion.

Ozeane. Am ähnlichsten ist wohl das Problem einer Abtrennung Europas vom Kontinent der Alten Welt, wo die geschichtliche Entwicklung zu dem bekannten rein konventionellen Verfahren geführt hat. So kann es zwischen den drei großen Weltmeerteilen auf der südlichen Hemisphäre jenseits der genannten Erdteilspitzen bis zum Antarktisland hin auch nur konventionelle Grenzen geben.

Dem richtigen Erfassen der natürlichen Gliederung der irdischen Meeresdecke stellen sich leider allerhand äußere Schwierigkeiten entgegen. Zunächst die Gepflogenheit vieler Kartographen, das antarktische Land nur in Gestalt schmaler Inselreihen einzuzeichnen und das unerforschte Hinterland als Meeresfläche zu kolorieren. Die Globen werden immer so montiert, daß der Nordpol oben, der Südpol unten, also dem Beschauer entzogen ist; man muß den Globus von seiner Achse abschrauben, um den richtigen Eindruck zu gewinnen, und das scheint manchem wohl lästig. Drittens werden die Südpolarkarten höch-

stens bis 30° S. B. hinab entworfen und erwecken dann, namentlich wenn, wie bemerkt, auch das antarktische Land unterdrückt wird, den täuschenden Eindruck eines breiten Ring- oder Scheibenmeeres um den Südpol herum. Wenn endlich Weltkarten in Merkators Projektion einmal bis 80° oder 85° S. B. gezeichnet werden, so ist durch die bekannte Arealverzerrung in den hohen Breiten der Eindruck erst recht unabweisbar, als ob man es dort mit einem gewaltigen „Südozean" zu tun habe. Ist doch auf Netzen dieser Art der scheinbare Abstand Afrikas vom Enderbyland (in Wahrheit 3500 km) ebenso groß wie vom Nadelkap zum K. Guardafui (in Wahrheit 6500 km) oder wie von St. Helena nach Gibraltar (6000 km). Die Kaphornstraße erscheint so breit, als ob ihr $^{3}/_{4}$ des Abstands zwischen Liberia und K. Roque (2850 km) zukämen (statt nicht ganz 1000 km), und ähnliche Täuschungen mehr. Diesen Eindrücken sind nun leider sonst sehr aufmerksame und unbefangene Beobachter des Erdbildes verfallen.

Friedrich Ratzel[1]) findet die Abgrenzung durch die genannten Grenzmeridiane „gewaltsam", dagegen die Einschaltung eines besonderen Südmeers außerhalb der anderen drei Ozeane „der Natur weit mehr entsprechend". Aber nicht eine Grenzlinie durch die Südspitzen der drei Erdteile der südlichen Halbkugel sollte dieses Südmeer nach N abschließen, sondern der 40.° S. B., der den landärmsten Erdgürtel äquatorwärts begrenzt und damit auch die Nordgrenze der Zone des ozeanischen Klimas (die 10°-Isotherme des wärmsten Monats) und der reinsten Ausbildung ozeanischer Bewegungen bildet. Namentlich auf „die große Westwindtrift, die in diesen Breiten die ganze Erde umwirbelt, die überhaupt allein steht", legt er besonderes Gewicht, wie denn auch der 40.° S. B. ein einziges antarktisches Lebensgebiet umschließt. In dieser Weise wird für Ratzel der Südozean „eine Forderung der Wissenschaft".

Auch Alexander Supan[2]) ist einem durch die loxodromischen Linien zwischen den drei Vorgebirgen nordwärts begrenzten „Antarktischen Ozean" geneigt, dem einzigen Meere, das ohne kontinentale Schranken und wahrscheinlich nur von kleineren Inseln unterbrochen, die ganze Erde umgibt, er ist der *zirkumterrane* Ozean im Gegensatze zu den *interkontinentalen*.

G. v. Boguslawski[3]) empfahl als Grenze eines Südozeans 55° S. B., also den Parallel von Kap Horn, und war, obschon nicht ohne Zögern und Bedenken, geneigt, die aus dieser Zone entspringende große Kaltwasserbewegung, die die Tiefen der drei Ozeane beherrsche und auch die Temperaturverteilung und Strömungen in niederen Breiten stark beeinflusse, als ein Merkmal hinzustellen, das dem Südozean eine selbständige Stellung neben dem Atlantischen, Indischen und Pazifischen gewährleiste.

Sir John Herschel[4]) wollte einen solchen Südozean durch die größten Kreise abgrenzen, die die Südspitzen der südlichen Erdteile verbinden, was aber, wie der Versuch zeigt, den Pazifischen Ozean bis 76°, den Atlantischen bis 57°, den Indischen bis 62° S. hinauf führen müßte. Andere haben an die Abgrenzung durch Loxodromen gedacht, d. h. gradlinige Verbindungen der genannten Südspitzen auf Karten in Merkators Projektion[5]).

Ich glaube, daß ein Blick auf eine Karte der Südhemisphäre, die dem antarktischen Festland sein kürzlich neu bestätigtes Recht gewährt, allen diesen Auffassungen den Boden entziehen muß, sobald es sich um die Einteilung des

---

[1]) Die Erde und das Leben, I, S. 266.
[2]) Physische Erdkunde, 3. Aufl., Leipzig 1903, S. 28.
[3]) Ozeanographie, erste Aufl. 1885, Bd. 1, S. 16.
[4]) Physical Geography of the Globe, 5. ed. Edinburgh 1875, p. 43.
[5]) Vergl. Näheres über diese Auffassungen nach Malte Brun (1803) und Reuschle (1869) in meinem Versuch einer vergl. Morphologie der Meeresräume, Leipzig 1879, S. 12 f.

irdischen Weltmeers nach seiner äußeren Gestaltung handelt. Was die Eigenschaften des Meerwassers und die davon abhängigen klimatischen, biologischen oder verkehrsgeographischen Wirkungen anlangt, so führen derartige verschiedene Anforderungen auch jedesmal zu einer abweichenden Einteilung der Meeresdecke, und „gewaltsam“, ja ganz vergeblich wäre es in Wahrheit, eine Einteilung finden zu wollen, die allen diesen Ansprüchen genügte. Denn, um nur eines herauszugreifen, einem kühlen „Südozean“ stünde notwendig ein gewaltiger Tropenozean gegenüber, der von der Ostküste Afrikas nach Osten hin bis zur Westküste Amerikas reicht und eine 1½mal größere Fläche beherrscht, und andere, immer zonenartige Gebilde, ließen sich dem anfügen.

Die erwähnten drei Südspitzen, von denen die Grenzmeridiane ausgehen, haben folgende genauere Lage:

Kap Horn:	55° 59′ S. B.	67° 16′ W. L.
Nadelkap:	34° 50′ „	20° 01′ O. L.
Südkap Tasm.:	43° 39′ „	146° 53′ O. L.

Gewöhnlich werden aber als Grenzmeridiane 67° W. und 20° und 147° O. L. gerechnet. Zur Abgrenzung der drei Ozeane sind sie zuerst wohl von Fleurieu und nach ihm mehrfach auch in untergeordneten Handbüchern benutzt und so auch von einer Kommission der Kgl. Geographischen Gesellschaft in London vorgeschlagen worden, die unter Sir Roderick Murchisons Vorsitz am 24. Januar 1845 getagt hat. Ihr war der Auftrag geworden, die damals sehr verwirrte Abgrenzung der Ozeane zu beseitigen und passende Namen vorzuschlagen. Ihr Beschluß ist aber erst 48 Jahre später seinem Wortlaute nach bekannt geworden [1]); er ging dahin, neben einem Atlantischen, Indischen und Pazifischen Ozean noch einen Arktischen und Antarktischen Ozean, beide innerhalb der betreffenden Polarkreise, aufzustellen [2]). Als Grenzen des Atlantischen Ozeans gibt das Protokoll: im N. den nördlichen, im S den südlichen Polarkreis, im W. die Küste Amerikas bis K. Horn und dann verlängert dessen Meridian bis zum Südpolarkreis, im O. die Küste Europas und Afrikas bis zum Nadelkap und von da entlang dem Meridian dieses Kaps bis zum Polarkreis. Der Indische Ozean soll sich erstrecken von Indien und Persien im N. bis zum Südpolarkreis im S., seine Westgrenze bilden die Küsten Arabiens und Afrikas bis zum Nadelkap und dessen Meridian bis zum Südpolarkreis, die Ostgrenze liegt an der Westküste von Birma, Malaka, Sumatra, Java, Timor, Australien bis zum südlichsten Punkte von Van Diemens Land (Tasmania) und dann im Meridian dieses Punktes bis zum Südpolarkreis. Der Pazifische Ozean soll sich erstrecken vom Nordpolarkreise im N. bis zum Südpolarkreise im S., seine Westgrenze gibt die Ostküste von Asien, die Ostküste von Sumatra, die Nordküste von Java, Flores und Timor, sowie die Küste Australiens von der Melvilleinsel rundherum bis zum südlichsten Punkte von Van Diemens Land und sodann dessen Meridian bis zum Polarkreise, während die Ostgrenze gegeben ist in der Westküste von Amerika und den Meridian des Kap Horn bis zum Südpolarkreis. Die Kommission beschloß ferner, den Atlantischen und Indischen Ozean weiter in drei Teile zu teilen, einen nördlichen, südlichen und intertropischen, während der Indische nur einen intertropischen und südlichen enthält. — Hier sind also die Polarkreise als Grenzlinien erster Ordnung, die Wendekreise als solche zweiter Ordnung eingeführt. Von diesen Vorschlägen,

[1]) Geogr. Journal I, 1893, S. 535 f.

[2]) Diese Grenzen hat bereits Albr. v. Roon, Grundzüge der Erd-, Völker- und Staatenkunde, 2. Aufl., Berlin 1837, Bd. I, S. 36, nur nennt er statt des tasmanischen Meridians den des Kap Leeuwin.

die August Petermann [1]) zuerst in die Kartographie eingeführt hat, haben sich die auf die Unterteilung nach den Wendekreisen gerichteten nicht weiter Bahn gebrochen, sie sind mit Recht der Vergessenheit verfallen. Dagegen sind die beiden Polarkreise und die drei Grenzmeridiane allgemein angenommen worden, so daß die Einteilung des Weltmeers in fünf Ozeane als geradezu offiziell galt. Wie das australische Inselmeer von der Kommission mit Recht zum Pazifischen Gebiet gerechnet wurde, so hätte sie besser auch den ganzen Arktischen Ozean zum Atlantischen zählen sollen, der jenen an Fläche fast siebenmal übertrifft; und an Stelle des offenbar nur durch einen Kompromiß zwischen Unkenntnis und Schüchternheit zur Grenze erhobenen Südpolarkreises hätten schon damals die Küsten des von Ross neu erweckten antarktischen Festlands aufgestellt und auf einen besonderen Antarktischen Ozean verzichtet werden sollen. Dieses geschieht nun in diesem Werke, wobei wir freilich eine jederzeit mit größter Schärfe niederzulegende Grenze wie den Polarkreis mit einer zum großen Teil noch hypothetischen vertauschen. Aber niemand ist es eingefallen, wegen der noch unvollkommenen Kenntnis der arktischen Teile Amerikas und besonders Grönlands den Polarkreis als Nordgrenze des Festlands von Amerika einzuführen; man begnügt sich noch heute schlecht und recht mit angenäherten Arealzahlen für den Erdteil Nordamerika, indem man erwartet, daß sie mit der Zeit immer mehr verschärft werden mögen. In gleicher Hoffnung sind wir für die antarktischen Südgrenzen des Weltmeers und seiner drei Hauptteile verfahren.

Was die drei Grenzmeridiane betrifft, so habe ich den des Kap Horn ersetzt durch die kürzeste Linie, die sich über die Kap-Hornstraße ziehen läßt, während die beiden anderen bestehen geblieben sind. Dem gegenüber hat man wohl angeregt, von der Betrachtung der bloßen Meeresoberfläche abzusehen und aus der Tiefengestaltung der südhemisphärischen Meeresbecken natürliche submarine Grenzscheiden dort aufzusuchen, wo die drei Ozeane frei zusammenfließen. Es ist ja nicht absolut unmöglich, daß künftig einmal enger gestellte Lotungen uns unterseeische Bodenschwellen enthüllen, die sich zu diesem Zwecke eignen; aber das Wenige, was wir zur Zeit von den Tiefen jener Regionen wissen, ist nur geeignet, die Hoffnungen in dieser Richtung tief herabzustimmen. Hierauf ist übrigens später noch zurückzukommen.

Die Namen der Ozeane, wie sie die Londoner Kommission im Jahre 1845 eingeführt hat, waren nicht immer in unbestrittener Geltung [2]).

Als *Mare Atlanticum* ist noch auf der 1507 erschienenen Weltkarte des Waldseemüller nur das enge und ursprüngliche Gebiet zwischen den Kanarischen Inseln und der Straße von Gibraltar benannt, und noch 1540 hat Sebastian Münster in seiner Ausgabe des Ptolemäus den jetzigen Atlantischen Ozean ganz im Sinne der Alten einfach als *Oceanus occidentalis* dem *O. orientalis* (dem Indischen) gegenübergestellt; ähnlich Gastaldi 1562, während Waldseemüller 1507 einen *Oceanus Indicus meridionalis* neben einem *Oc. orientalis indicus* (gleich dem Pazifischen) nennt. Münster hat auch auf der Weltkarte seiner Kosmographie (1555) zwar zum ersten Male ein magellanisches *Mare Pacificum* und ein *M. Indicum* im heutigen Sinne gebraucht, aber für den

---

[1]) The Atlas of Physical Geography, London 1850, Taf. 4/5. Petermann macht dazu die kritische Bemerkung, daß ihm der 60. Parallel besser geeignet erscheine, als die Polarkreise, nicht nur wegen der ungefähren Übereinstimmung mit der Packeisgrenze, sondern auch, weil die beiden Polarmeere sonst neben den drei Ozeanen allzu klein dastünden.

[2]) Zum folgenden vergl. meinen Versuch einer vergl. Morphologie der Meeresräume, Kap. 1 und Nordenskiölds Atlanten.

Nordatlantischen Ozean ist er doch beim *Oceanus occidentalis* geblieben, und nur den Teil südwestlich vom heutigen Liberia hat er als *Sinus Atlanticus* bezeichnet, während er den südatlantischen *Mare Aethiopicum* nennt. Erst Gerhard Merkator hat auf seiner Weltkarte *in usum navigantium* vom Jahr 1569 den ptolemäischen *O. occidentalis* ersetzt durch *O. Atlanticus*, womit er also nur den nordäquatorialen Teil meinte; der südatlantische heißt auch bei ihm *O. Aethiopicus*. Bezeichnend für die Gleichgültigkeit jener Zeit gegenüber solchen Fragen aber bleibt doch, daß diese Nomenklatur nicht einmal bei seinen eigenen Söhnen und Enkeln Anklang gefunden hat. Denn Michael Merkator im berühmten ersten Atlas (1595) nennt nur den Meeresteil nordöstlich von einer Linie, die Neufundland mit den Kapverden verbindet, *O. Atlanticus*, den Rest aber *Mar del Nort*. Nachdem nämlich Balboa am 25. Sept. 1513, die Landenge von Panama übersteigend, das lang ersehnte Meer südwärts zu seinen Füßen erblickt hatte, erscheint als Gegenstück zu dieser Südsee auf den Karten alsbald ein *Mar del Norte*, teils für den Bereich des nordatlantischen, teils für den des ganzen atlantischen Gebiets. Es ist bekannt, daß diese Antithese noch heute in den Ortsnamen zweier Hafenstädte von Nicaragua fortlebt: San Juan del Norte (Greytown) an der karibischen und San Juan del Sur (das 20′ nördlicher liegt) an der pazifischen Küste. Erst Bernhard Varen (1650) faßt den Begriff des Atlantischen Ozeans in dem modernen Sinne, als das Meer zwischen den Westküsten der Alten und Ostküsten der Neuen Welt, und zerlegt ihn durch den Äquator in einen nord- und einen südatlantischen Teil. Aber es sind ihm darin nur wenige Geographen gefolgt, denn Guilleaume Delisle hat noch 1714 einem *Mer du Nord* den Vorzug gegeben, und Philippe Buache (1752) kehrte sogar zu einem ptolemäischen *Océan* zurück, mit ausdrücklicher Beschränkung dieses Namens auf unseren Atlantischen Ozean. Auch D'Alembert konnte noch in der *Encyclopédie française* sagen, daß der Name Atlantisch veraltet und nur *La Mer du Nord* angemessen sei, wie auch Kant einmal vom „Meere *del Nort* bei den Kapverdischen Inseln“ spricht. Erst Claret Fleurieu (1797) faßte den Atlantischen Ozean wieder so wie Varen, und ihm hat sich anscheinend die Londoner Kommission angeschlossen, wie denn auch Fleurieu zuerst die Polarkreise als Grenzen für ein arktisches und antarktisches Eismeer vorgeschlagen hat.

Neben dem *Mar del Sur* des Balboa findet sich das *Mar Pacifico* des Magellan, das er 1521 in hunderttägiger ungestörter Fahrt durchmessen, auf den Karten des 16. Jahrhunderts, und zwar beide zusammen in friedlichem Nebeneinander. Bei Münster, Ortelius und G. Merkator erscheint ein *Mar Pacifico* sei es unmittelbar westlich von der Magellanstraße, oder südlich vom Wendekreise des Steinbocks bis zu den Küsten des mythischen Australlandes hin, während der Rest *Mar del Sur* heißt. Für Varen sind zwar beide Namen an sich gleichbedeutend, er zieht seinerseits aber *Mare Pacificum* vor und begrenzt es durch Amerika im Osten und die Küsten Asiens bis nach den indischen Inseln hin im Westen; auch hierin hat er wie beim atlantischen Namen den endlichen Erfolg auf seiner Seite gehabt. G. Delisles Karten haben wieder nur ein *Mer du Sud*, seltener ein *Mer du Sud ou Pacifique*, einige Male auch *La Grande Mer du Sud* für das ganze pazifische Gebiet im heutigen Sinne. Buache aber gebraucht dafür zuerst den Namen *La Grande Mer*, da ihm beide ältere Bezeichnungen unpassend erscheinen; und nur als eine seiner Unterabteilungen, abgegrenzt durch hypothetische Seegebirge, läßt er zwischen den Wendekreisen ein *Mer du Sud* bestehen. Fleurieu wieder, der keinerlei antarktisches Land anerkannte und auch Australien nur als inselartige Abgliederung Asiens betrachtete, wollte die ganze große Wassermasse von der Westküste Amerikas quer über den Südpol hinüber bis an die Ostküste Afrikas als ein einziges Meer betrachten, dem er den Namen *Grand-Océan* vorbehielt (man vgl. hiezu unsere Karte Fig. 2, S. 16 und denke sich die Antarktis gelöscht). Aber das

hinderte Malte-Brun nicht, einige Jahre später (1803) statt des Pazifischen Ozeans den antiken *Océan oriental* wieder aufleben zu lassen. Die Londoner Kommission hat sich für das magellanische *Mar Pacifico* entschieden und ist mit langsam steigendem Erfolge damit durchgedrungen. Die deutsche Literatur hat nach Humboldts Beispiel lange Zeit recht zähe an Balboas Südsee festgehalten, und die deutschen Seeleute der älteren Generation, die einst auf der Fahrt nach den Sandwichinseln oder mit dem Walfang in der Beringsee beschäftigt waren, nennen sich noch heute Südseefahrer. Die deutsche Seewarte gebraucht für ihr Segelhandbuch und den dazu gehörenden Atlas den Namen Stiller Ozean, während die deutschen Schulbücher und Schulatlanten meist „der Große oder Stille Ozean" schreiben. Es hat nicht den Anschein, als ob in der seemännischen Welt der pazifische Name, und zwar in dieser romanischen Form, durch irgend einen anderen verdrängt werden würde; für uns hat er den bequemen Vorzug vor Stiller Ozean, Adjektivbildungen, wie nordpazifisch u. s. f. zuzulassen.

Der Name des Indischen Ozeans (so Ptolemäus) hat von allen am wenigsten geschwankt; aber erwähnt sei, daß Varen ihn nur als einen Teil seines *Oceanus Australis*, nordwärts vom hypothetischen großen Südland, anerkannte, während Fleurieu ihn in seinen *Grand-Océan* aufgehen ließ. —

Die etwa seit zwanzig Jahren, wesentlich unter Führung schriftstellernder Marineoffiziere und seefahrender Zeitungsreporter, in die deutsche Tagesliteratur eingedrungenen Schreibweisen *der* oder *die Atlantik*, *Pazifik*, *Indik* sind wegen ihrer undeutschen Endungen zu verwerfen, und man kann nur aufs schmerzlichste bedauern, daß zahlreiche hervorragende Vertreter der deutschen Wissenschaft (Richthofen, Boguslawski, Günther, Penck, Walther u. a.) dieser sprachlichen Unsitte so willig nachgegeben haben. Ratzels feines Sprachgefühl hat sich um so energischer dagegen aufgelehnt.

Aus dem praktischen Bedürfnis der Seefahrer heraus sind für einzelne wenig oder gar nicht abgegliederte Teile der Ozeane noch besondere Namen in Zusammensetzung mit -Meer oder -See aufgekommen, deren hier noch kurz gedacht sein mag, soweit wir sie im folgenden öfter gebrauchen werden. Unsere deutschen Seeleute verstehen unter der Spanischen See das westwärts von der Iberischen Halbinsel bis zu den Azoren und südwärts bis zu den Kanarischen Inseln liegende Meeresgebiet. Die Sargassosee nennt man das in dem Raume von den Azoren nach den Bahamainseln zwischen 35° und 20° N. B. sich erstreckende Gebiet, worin die treibenden Tange häufig angetroffen werden. Im Indischen Ozean heißt das Arabische Meer der busenartig zwischen Arabien und Vorderindien nordwärts eindringende Teil, der bei den Alten auch wohl Meer des Hippalus genannt wurde, wobei zweifelhaft bleibt, ob wir (nach Plinius 6,100) den Hippalus für eine örtliche Bezeichnung des Südwestmonsuns oder für den Namen eines angeblichen griechischen Seemanns und Entdeckers des Monsuns nehmen wollen. — Nach Personennamen benannt sind übrigens: das Barentsmeer westlich von Nowaja Semlja; die Beaufortsee nördlich von Alaska nach dem britischen Polarfahrer Sir F. Beaufort; die Irmingersee zwischen Island und Grönland (Farvel) nach dem dänischen Ozeanographen Admiral Irminger; und in den hohen Südbreiten das Weddellmeer östlich von Grahamland und das Rossmeer östlich von Süd-Viktorialand nach den bekannten Entdeckern.

III. Die Einteilung der Meeresräume.

Aufgabe der allgemeinen Geographie ist es, die an der Erdoberfläche erkennbaren Objekte in verschiedene Kategorieen, Formenklassen oder Erscheinungstypen einzuordnen. Die geographischen Klassifikationen

haben gegenüber denen der beschreibenden Naturwissenschaften mit dem großen Nachteil zu kämpfen, daß ihre Objekte in der Natur an Zahl begrenzt und die einzelnen in ihrer Gestaltung stark individualisiert sind. Die geographischen Objekte sind noch nicht einmal den monotypen Organismen vergleichbar, denn beispielsweise ist das Schnabeltier in Australien in vielen Tausenden von Individuen vorhanden. Auf der Erdoberfläche aber sind Gebilde, wie die Insel Madagaskar oder die Alpen oder das Mittelländische Meer nur einmal in einem Individuum vorhanden. Es können also auch, was an dieser Stelle nicht weiter ausgeführt werden soll, die Prinzipien der systematischen Zoologie oder Botanik, die zu einem natürlichen System der Tier- und Pflanzenformen führen, keine Anwendung finden und die Geographie muß hier ihre eigenen Wege gehen. Die geschichtliche Entwicklung der Formenlehre der Erdoberfläche hat denn auch gezeigt, daß ein natürliches System im Sinne der beschreibenden Naturwissenschaften für sie nicht erreichbar ist, daß man vielmehr, je nach dem Prinzip der Einteilung, verschiedene Systeme nebeneinander haben und dulden kann, deren jedes sich in gewisser Hinsicht berechtigt erweist und die anderen nicht ausschließt. Die Merkmale, nach denen sich die geographische Klassifikation bei ihren Einteilungen richtet, sind in erster Reihe: die Lage, die Größe, die Gestalt, das Material und, wo es sich um Flüssiges handelt, auch die Bewegungen, endlich die Entstehung der betreffenden Gestalten oder Prozesse; in zweiter Reihe die akzidentellen Merkmale klimatologischer, biogeographischer und anthropogeographischer Art. Wenn sich dabei in einigen Fällen zeigt, daß gewisse große Kategorieen, auch wenn man die Objekte nach zwar wesentlichen, aber jedesmal anderen Merkmalen ordnet, in den verschiedenen Systemen immer wiederkehren, so kommt man einem, wenn auch fragmentarischen, natürlichen System ziemlich nahe.

Auch die Meeresdecke der Erde fordert zu solcher Klassifikation auf, aber es handelt sich bei ihr vornehmlich darum, gewisse Ähnlichkeiten aufzusuchen unter den natürlichen Gliederungen der Wassermassen, die sich bald durch den unregelmäßigen Verlauf der Küstenlinien, bald durch Einlagerung von Inselreihen ergeben. Diese Glieder gehören nun der gleichen Formenordnung an, wie die Halbinseln der Erdteile oder, nach Wilhelm Prechts[1]) präziser Terminologie, den Vorländern, die die Endländer und Halbinseln umfassen. Die den Inseln analogen wassererfüllten Gebilde fallen nicht in den Bereich der Meereskunde, denn nur was an Wasserflächen mit dem Ozean in gleichem Niveau zusammenfließt, gehört zum Weltmeer, die abgeschlossenen Wasserexklaven, seien sie über dem Meeresspiegel gelegen und dann meist zu ihm abströmend, oder darunter gelegen und dann stets abflußlos, gehören als Landseen dem Festlande an; sie werden von der Wissenschaft der Seenkunde oder Limnologie behandelt[2]).

Wie einst Karl Ritter in der großen Gestaltung der Festlandmassen den Gegensatz zwischen Rumpf und Gliedern zuerst in seiner rechten Bedeutung erfaßte, so ist ihm auch der Gegensatz nicht entgangen zwischen den freien, offenen ozeanischen Riesenflächen der südlichen Wasserwelt

---

[1]) Untersuchungen über horizontale Gliederung. Weimar 1889.
[2]) F. A. Forel, Handbuch der Seenkunde. Stuttgart 1901.

und den eingeengten Wasserbehältern im Bereiche der Landhalbkugel, die man Meerengen, Straßen, Buchten, Golfe, Mittelländische Meere nenne, wie das Nordeismeer und den nördlichen Atlantischen Ozean, die er bei aller ihrer Größe als eingeschlossene Mittelmeere, als kontinental betrachtete, als Gebilde, die man nicht den Ozeanen ganz gleichstellen dürfe, die man vielmehr als zweierlei Klassen auseinander halten müsse, und zwar wegen der aus ihrer räumlichen Stellung hervorgehenden Differenzierung ihrer Eigenschaften, namentlich in Hinsicht auf das, was den Gewässern ihr Leben gibt, auf die Bewegung, worunter er vornehmlich das verschiedene Verhalten gegenüber den Gezeiten verstand[1]).

Wir nennen, einen Ausdruck von Reuschle[2]) aufnehmend, diese von den Ozeanmassen sich abgliedernden, in die Festlandflächen mehr oder weniger tief eindringenden Meeresteile N e b e n m e e r e , und fassen sie als u n s e l b s t ä n d i g e Gebilde auf gegenüber den allein in ihrer Ozeanität s e l b s t ä n d i g e n großen Ozeanen.

Das Verzeichnis dieser Nebenmeere ist nicht groß. Im Atlantischen Gebiet haben wir zunächst das Mittelländische Meer, das Ärmelmeer und die Irisch-Schottische See, die Nordsee und Ostsee; sodann aber ist auch das nördliche Eismeer von den Färöer an über den Pol bis zur Beringstraße hin eine deutliche Abgliederung des Atlantischen Ozeans. Ferner kommen hinzu die Hudsonbai, der St. Lorenzgolf und das Karibisch-Mexikanische Meer.

Im Indischen Gebiet finden sich: das Rote Meer, der Persische Golf und das Andamanische Meer östlich von der Inselreihe der Andamanen und Nikobaren.

Im pazifischen Gebiet haben wir das reich gegliederte Inselmeer zwischen Asien und Australien, die chinesische Ostsee landwärts von den Liukiuinseln, das Japanische Meer, den Ochotskischen Busen und das Beringmeer, ferner den Kalifornischen Golf und die zwischen Tasmanien und dem südlichen Australien gelegene Baßstraße.

Ob sich nicht auch im antarktischen Gebiet künftig einmal Abgliederungen von Nebenmeeren entschleiern werden, muß einstweilen dahingestellt bleiben; fast könnte man versucht sein, eine solche zwischen Viktorialand und König Eduard VII. Land zu vermuten.

In den aufgezählten Fällen sind es immer Meeresverengerungen zwischen großen Festlandflächen, Halbinseln oder Inseln, einzelnen wie geketteten, die die natürliche Abgliederung der Nebenmeere von den offenen Ozeanen unserem Auge als möglich erscheinen lassen.

Außer diesen Nebenmeeren hat man seit alters unterschieden die offenen Golfe, Buchten und Baien, die an Ozeanen wie an Nebenmeeren in großer Zahl und in der verschiedensten Größe zu finden sind: meist ist ihre Abgliederung ungenügend, und damit eine Abgrenzung gegen den Nachbar- oder Rumpfozean schwierig, teils sind sie auch so klein und so wenig ozeanisch (wie die Küstenseen, Haffe und Hafenbecken), daß sie

---

[1]) Abhandl. der Kgl. Akad. der Wiss., Berlin 1826. Ausgew. Stücke aus den Klassikern der Geographie, 1. Reihe S. 93.

[2]) Handbuch der Geographie, Stuttgart 1858. Zeitschr. der Ges. f. Erdk. zu Berlin 1869, 202. Die Begriffe der Selbständigkeit und Unselbständigkeit habe ich zuerst in meiner Morphologie der Meeresräume (1879) zur Klassifikation verwendet.

mehr der kleinen Gliederung der Küste angehören, als dem Meere. Diese kleineren Gebilde sind also als eine ubiquitäre Randerscheinung der Ozeane wie der Nebenmeere hinzustellen. Wir werden ihnen eine besondere kurze Darstellung am Schlusse dieses Kapitels zu teil werden lassen und dabei auch der ebenso verbreiteten Meeresstraßen gedenken. Zunächst haben wir die genannten großen Glieder des Weltmeeres in Systeme einzureihen, indem wir sie nach den klassifikatorischen Merkmalen der Geographie betrachten. Immer wird dabei der große Gegensatz gegen die offenen Ozeane in den Vordergrund zu treten haben.

1. Klassifikation nach der Lage.

Der Begriff der Lage kann hier sowohl absolut, entweder im Sinne der geographischen Breite und Länge, oder nach den Himmelsrichtungen genommen werden, wie auch relativ: im Verhältnis zu den, dem Weltmeer die Gestalt gebenden Landmassen.

Es ist zwar nicht überflüssig, festzustellen, daß die Nebenmeere weitaus vorwiegend der nördlichen Hemisphäre und nur das australasiatische halb, das tasmanische (die Baßstraße) ganz südlichen Breiten angehören. Beide fallen auch ganz in die sogenannte Wasserhalbkugel, alle anderen in die Landhalbkugel. Es kommt darin zum Ausdruck, daß die landreichere Seite der Erde auch die reichere Gliederung ermöglicht. — Ebenso wird man wohl bemerken, daß, von den offenen Ozeanen aus gesehen, sich die Nebenmeere vorzugsweise nach Norden und nächstdem nach Osten oder Westen erstrecken, nach dem Süden aber keines außer dem kleinen tasmanischen und vielleicht auch der Hudsonbai, obwohl doch auch deren Eingangsstraße und nördliche Teile nach Nordwesten hin verlaufen. Es ist dies ein merkwürdiger Gegensatz gegenüber den Halbinseln, die eine vorherrschende Tendenz haben, sich nach Süden hin zu erstrecken. — Fruchtbarer als dies alles aber ist die Betrachtung der Nebenmeere nach der relativen Lage, wie wir ja von diesem Standpunkte aus bereits zu einer Gliederung des Weltmeeres in die drei Ozeane, den Pazifischen, Atlantischen und Indischen gelangt sind, die zwischen den großen, vom Nordpolarkreise aus südwärts breit ausstrahlenden Landachsen gelegen sind.

Die Lage der Nebenmeere zu den Landflächen zeigt nun einen zwiefachen Unterschied: ein Teil dringt tief in die Festländer hinein und wird von diesen mehr oder weniger breit umschlossen, wobei häufig nur Meerengen noch den Zusammenfluß der Nebenmeere mit dem Hauptozean aufrecht erhalten; ein anderer Teil ist den Landmassen nur angelagert und durch Halbinseln oder Inseln unvollständig vom Hauptozean geschieden. Die erste Gruppe nennen wir Mittelmeere, die zweite Randmeere.

Zu den Mittelmeeren gehören: 1. als Hauptparadigma das Mittelländische Meer, das seit dem Altertum diesen Namen trägt, zwischen den Erdteilen Europa, Afrika und Asien als Romanisches Mittelmeer; 2. das Rote Meer; 3. das Persische Meer; 4. die Ostsee; 5. die Hudsonbai. Aber auch das karibisch-mexikanische Becken ist ein Mittelmeer zwischen den Erdteilen Nord- und Südamerika, und als sechstes, als das Amerikanische

Mittelmeer einzureihen. Ebenso ist das Inselmeer zwischen Südostasien und Nordaustralien aufzufassen als (7) ein Australasiatisches Mittelmeer, und endlich muß auch das nördliche Eismeer als ein (8) Arktisches Mittelmeer gelten, gelegen zwischen den sich gegenüberstehenden Nordküsten von Asien, Europa und Nordamerika, wie ein Blick auf eine Karte der Nordhemisphäre oder der Landhalbkugel am besten erweisen wird.

Auch diese Reihe der Mittelmeere liegt zu den großen Festlandmassen nicht gleichartig. Vier von ihnen, das arktische, australasiatische, amerikanische und romanische, schieben sich tief trennend ein zwischen die großen Kontinente, und wir nennen sie danach die interkontinentalen Mittelmeere. Dagegen sind das Baltische, Hudsonsche und Persische Mittelmeer in die Flächen je eines Erdteils hinein gelagert und auch das Rote Meer steht ihnen darin näher als den vorher genannten interkontinentalen; es trennt zwar auch zwei Erdteile, aber, näher besehen, ist es doch nur eingesenkt in die sonst einheitliche große Wüstentafel der Alten Welt, die in gleichartigem Bau die Sahara und Arabien umfaßt. Wir nennen diese vier kleinen Mittelmeere die intrakontinentalen.

Der Ausdruck *mediterraneum mare* ist spätlateinisch und kommt zuerst bei Solinus im 3. Jahrhundert n. Chr. vor, dürfte aber (nach Kiepert) wohl früher schon volkstümlich gewesen sein, da er in allen romanischen Sprachen beibehalten ist; *mediterraneus* bedeutet in der klassischen Latinität ganz verschieden davon das eigentliche Binnenland im Gegensatz zur Küste, und das Mittelmeer heißt „das Binnenmeer“ (*intestinum mare* Sallust, *internum mare* Mela, Plinius; ἡ ἔσω θάλασσα Polybius). Als geographischer Klassenbegriff scheint *mediterraneum mare* schon in der Renaissancezeit gelegentlich aufzutauchen (nach Penck zuerst bei Joh. Georg Christannus in einer Straßburger Dissertation *de mari* 1534). — Den Untertypus der interkontinentalen Mittelmeere erkannte zuerst E. Wisotzki in seiner auch sonst für die Geschichte dieses Begriffes wichtigen Programmschrift: Die Klassifikation der Meeresräume. Stettin 1883. — Den Typus der Randmeere habe ich zuerst 1879 aufgestellt.

Zu den Randmeeren gehören (1) die Nordsee oder das „Deutsche Randmeer“, (2) der Kanal und die irisch-schottischen Gewässer als das „Britische Randmeer“, (3) der St. Lorenzgolf als das „Laurentische“, (4) das andamanische Randmeer; alsdann folgt die typische Reihe der ostasiatischen Randmeere: (5) das Ostchinesische, (6) das Japanische, (7) das Ochotskische, (8) das Beringsche; endlich (9) das Kalifornische und zuletzt (10) die Baßstraße als das Tasmanische.

Diese Reihe der Randmeere nach den Eigenschaften ihrer Lage weiter zu klassifizieren erweist sich als schwierig. Nach der absoluten Lage könnte man sie wohl in asiatische, europäische, amerikanische und australische ordnen oder auch ihre Zugehörigkeit zu einem der großen Ozeane zum Ausdruck bringen und atlantische, indische und pazifische unterscheiden, wobei dann die Zugehörigkeit des tasmanischen umstritten bliebe. Wir werden uns später um andere Merkmale zur weiteren Klassifikation der Randmeere bemühen.

Dieses von mir im Jahre 1879 und 1885 so zusammengestellte Verzeichnis der Nebenmeere ist wohl im ganzen gebilligt worden. Über einige Einwendungen sei kurz folgendes gesagt. A. Penck erkennt das Andamanische Randmeer

nicht als solches an und will es dem Australasiatischen Mittelmeer einverleiben; dieses würde damit nach Westen hin aus seinem Bereiche echt pazifischer Gewässer in typisch indische übergreifen, außerdem gibt die enge Straße von Malaka eine so starke Abgliederung, daß es mir widerstrebt, sie zu vernachlässigen. — Supan reiht die Nordsee nur aus konventionellen Gründen unter die Nebenmeere, denn in Wirklichkeit sei sie nur ein Meerbusen mit durchbohrter Rückwand. Penck geht radikaler vor und entzieht nicht nur der Nordsee, sondern auch der Ostsee ihre besondere Stellung, um sie beide dem Arktischen Mittelmeer einzuverleiben. — Penck fügt den Randmeeren seinerseits noch ein neues hinzu, das er das „australische" nennt und „östlich Australien bis 46° S." liegen läßt. Aus dem Areal von 8 684 000 qkm ist zu entnehmen, daß die Abgrenzung durch Neuseeland, Norfolk-I., Loyalitäts-In., Neuhebriden, Salomonen, Neupommern und Neuguinea gegeben sein wird. Herm. Wagner stimmt Penck zu und nennt es das Neuseeländische Randmeer. Ich kann diesem Meeresteil den Rang eines Randmeeres nicht zusprechen, da die genannten Inseln keine zusammenhängende Reihe bilden und allzu breite Wasseröffnungen zwischen sich lassen. Wenn wir uns später mit den Tiefenverhältnissen dieser Gegend beschäftigen, wird sich noch im einzelnen zeigen lassen, daß diese Abgrenzung naturwidrig ist. Man müßte dann schon das ganze südostpazifische Inselmeer bis zu den Samoa- und Tongainseln mit hinzunehmen (was über 11½ Millionen qkm einschlösse), hätte aber immer die Schwierigkeit allzu breiter Wasserverbindungen mit dem Ozean noch vor sich. — Ebensowenig ist zu billigen, daß Penck das in große Landmassen eingelagerte Rote und Persische Meer, und Herm. Wagner die Ostsee und die Hudsonbai den Randmeeren zuordnet. Ältere Auffassungen sind bei Wisotzki (a. a. O.) in großer Fülle aufgeführt.

Die oben gegebene Liste enthält die Mittel- und Randmeere erster Ordnung. Es lassen sich aber auch in den Nebenmeeren selbst noch solche zweiter, ja dritter Ordnung unterscheiden.

Im Romanischen Mittelmeer können wir in der Adria und im Pontus noch Mittelmeere zweiter Ordnung, im Asowschen Busen sogar ein kleines dritter Ordnung erkennen. Das Ägäische Meer wird ein Randmeer zweiter Ordnung, ebenso das Tyrrhenische.

Im Australasiatischen Mittelmeer wäre eine ganze Reihe sekundärer Randmeere zu finden: die Philippinen-, Sulu-, Celebes-, Molukken-, Banda-, Arafuru- und Sawusee, wobei dann den größeren Inseln wie Borneo, Celebes, Neuguinea, Timor die Rolle von Festländern zweiter Ordnung zufiele. Vielleicht könnte man auch im Golf von Tonkin und in dem von Siam noch Randmeere zweiter Ordnung sehen, aber bei dem zweiten fehlt der Abschluß durch Inseln.

Im Amerikanischen Mittelmeer ist der Golf von Mexiko als ein Mittelmeer zweiter Ordnung, das Kaymanbecken, das Karibische Meer und die Bahamasee als Randmeere zweiter Ordnung aufzufassen.

Im Arktischen Mittelmeer darf das Weiße Meer als ein sekundäres Mittelmeer, die Barentssee, das Karische Meer und die Baffinsbai als Randmeere zweiter Ordnung angesprochen werden.

Im Roten und Persischen Meer fehlen sekundäre Gebilde. In der Ostsee sind der Finnische und Bottnische Golf, sowie der Rigaische Busen Randmeere zweiter Ordnung.

Die größeren Randmeere selbst zeigen nur vereinzelt solche sekundäre Gliederungen. Im Ostchinesischen ist der Busen von Petschili und Liautung als ein kleines Mittelmeer zweiter Ordnung zu finden und das Britische Randmeer fast ganz in drei sekundäre Randmeere aufzulösen: Ärmelkanal, Irischer Kanal, den Minch.

Anderseits könnte man auch sagen, daß die großen Mittelmeere nichts sind als gegeneinander gedrängte Randmeere, deren Inselkränze damit eine

Binnenlage empfangen; namentlich beim Australasiatischen Mittelmeer läge eine solche Auffassung nahe. Die Ostsee wieder ist wegen der Inseln in ihrem Beltseegebiet und wegen ihrer Lage landeinwärts, also hinter der Nordsee, einem Randmeer, fast als ein sekundäres Mittelmeer der Nordsee, oder doch als eine Übergangsform vom Rand- zum Mittelmeer aufzufassen. Wegen dieser eigentümlichen Lage könnte man sie auch, nach der Analogie von Hinterland, ein Hintermeer nennen und ihr als Genossen das Schwarze und Asowsche Meer und den Golf von Petschili an die Seite stellen. Solcher in der geographischen Systematik nebeneinander möglichen Auffassungen ließen sich noch andere anschließen, wie sich im folgenden zeigen wird. Eine klare und straffe Entscheidung in diesen Fragen geographischen Taktgefühls oder Geschmacks zu suchen, wäre müßig, und hierbei entspringende Meinungsverschiedenheiten sollen nicht tragisch genommen werden.

Der von Ackermann [1]) mit dem Hinweise auf das Skagerrak und Kattegat und das Marmormeer aufgestellte Typus der Zwischenmeere erscheint von sekundärer Bedeutung und mehr ein Derivat der Meeresstraßen als der Nebenmeere. Der Ausdruck kehrt aber noch in einer anderen originellen Klassifikation der Meeresräume auf Grund der Lage wieder, die wir W. Precht verdanken. Analog seiner Einteilung der vom Rumpf der Kontinente sich abgliedernden „Vorländer" unterscheidet er als Abgliederungen vom Rumpf der Ozeane I. Nebenmeere und II. „Kleinere Meeresteile", wobei also neben dem Merkmal der Lage auch das der Größe eingeführt wird. Die Nebenmeere zerfallen in drei Hauptklassen: a) die Zwischenmeere, b) die Vormeere oder Meerbusen, und c) die Kranzmeere. Zu seinen Zwischenmeeren rechnet Precht alle großen Mittelmeere im Hinblick auf den Suez- und Panamakanal, ebenso auch das Rote Meer und das Britische Randmeer; Zwischenmeere zweiter Ordnung sind Skagerrak, Kattegat und Marmormeer. Die von Supan aufgestellten Durchgangsmeere (Beringmeer und Australasiatisches Mittelmeer) umfassen nur einige dieser Zwischenmeere. Die Vormeere zerfallen zunächst in geschlossene und offene, wobei also das Merkmal der Gestalt neben dem der Lage eingeführt ist. Geschlossene Vormeere können 1. durch zusammenhängende Festlandküsten begrenzt sein und sich in verschiedenen Abstufungen bis zu „Fastbinnenseen" (z. B. Pontus) abschließen oder sich 2. als Randmeere durch Halbinseln, Inseln oder Inselreihen gegen den Ozean absetzen. Precht hält es auch für möglich, hiernach das Amerikanische Mittelmeer ein Randmeer, das Romanische ein Fastbinnenmeer zu nennen. Die offenen Vormeere umfassen die zahlreichen breit geöffneten Busen und Golfe der ozeanischen Küsten (die Biskayabai, den Bengalischen Golf, den großen Australischen Golf u. a.) und kommen als sekundäre Gebilde auch sonst vor. Die als dritte Klasse genannten Kranzmeere sind rings von Inseln umschlossene Meeresteile, die nicht am Rande eines Festlands liegen und zu denen die Sulusee, aber anscheinend auch die Philippinen-, Celebes-, Banda- und Sawusee gerechnet werden sollen. — Den Nebenmeeren zur Seite stehen dann die „Kleineren Meeresteile"; sie zerfallen in die Meerengen und die kleinen Golfe, die wieder in offene oder geschlossene zu teilen wären, worauf später zurückzukommen ist.

Precht hat noch eine zweite Einteilung der „Vormeere" angedeutet, die der aus der Lage der Halbinseln zum Festlandsrumpf analog gebildet ist, nämlich in 1. Außenbusen zwischen zwei Halbinseln, wie der Bengalische Golf; 2. Randbusen, gebildet durch eine Halbinsel am Festlandsrumpf, wie der Kalifornische Golf; 3. Binnenbusen, die sich in den festländischen Rumpf hinein erstrecken und höchstens solche Halbinseln abschneiden, die an Fläche größer sind, als der Busen selbst, wozu dann das Amerikanische,

[1]) Beiträge zur phys. Geogr. d. Ostsee, Hamburg 1883, S. 5.

Romanische, Persische, Rote Meer gehörten. Wenn wir nun, wie Precht selbst schon bemerkt, eine Inselreihe einer Randhalbinsel gleichwertig erachten, was durch die Übergangsformen zwischen ihnen ermöglicht ist, so werden die geschlossenen Randbusen zu den Randmeeren unseres Schemas, und die Binnenbusen ergeben mit den Zwischenmeeren unsere Mittelmeere.

Eine von unserer abweichende Einteilung der Meeresräume hat endlich auch Alfred Hettner[1]) gegeben. Er unterscheidet neben den Ozeanen sechs Typen, und man wird von vornherein beachten müssen, daß nicht immer die verschiedene Größenordnung, in der die Typen auftreten, unterschieden wird, so daß sich zum Zwecke der Klassifikation öfter einzelne Teile aus natürlichen höheren Einheiten, nämlich größeren Nebenmeeren, herausgeschnitten und besonders klassifiziert finden. Hettner unterscheidet zunächst zwei Hauptklassen, die Mittelmeere und die gewöhnlichen Nebenmeere.

I. Die Mittelmeere sind identisch mit den großen interkontinentalen Mittelmeeren unseres Systems; sie stehen durch ihre Größe und Lage zwischen verschiedenen Festländern allen anderen Nebenmeeren gegenüber und sind eigentlich überhaupt keine einfachen Meere, sondern Meeresgruppen. Das Nördliche Eismeer hier einzureihen, möchte Hettner vorläufig noch unterlassen, da wir zu wenig davon wissen.

II. Die gewöhnlichen Nebenmeere, oder Nebenmeere schlechthin, zerfallen in fünf Haupttypen.

1. Die Binnenmeere, mit dem benachbarten Meere nur durch einen oder wenige schmale Auslässe verbunden. Beispiele sind: das westliche und das östliche Becken des Mittelländischen Meeres, die Adria, das Marmormeer, Schwarze Meer, Asowsche Meer, Rote, Persische, Weiße Meer, die Ostsee; allenfalls auch der Kalifornische Busen, die Hudsonbai, der St. Lorenzgolf und der Golf von Mexiko.

2. die Randmeere mit Inselabschluß, wozu die Reihe der ostasiatischen Nebenmeere gehört, das Beringsche, Ochotskische, Japanische, Ostchinesische, sodann aber auch das Südchinesische und Andamanische Meer, das Ostaustralische (wohl nach Pencks Umfang), das Ägäische und Karibische Meer.

3. Die offenen Randmeere oder Meerbusen: der Bengalische, Arabische Golf, die Syrten, der Golf von Genua und Lion, der Biskayagolf, die Nordsee, der Busen von Karpentaria, ja auch der Golf von Guinea, die Große Australische Bai und der Golf von Arica gehören hierzu. Über ihre Abgrenzung gegen die benachbarten Ozeane spricht sich Hettner nicht aus.

Alle drei bisher genannten Typen können auf der Rückseite noch einen zweiten Auslaß nach einem kleineren oder größeren Meere haben und dadurch zu Durchgangsmeeren werden. Hettner erhält dann folgende drei Untertypen.

1a. Durchgangsbinnenmeere: das westliche und östliche Becken des Mittelländischen Meeres, das Marmor- und das Schwarze Meer.

2a. Durchgangsrandmeere mit Inselabschluß: das Ägäische und Beringmeer; ehemals war auch das Karibische Meer ein solches, bevor sich die Landenge von Panama bildete.

3a. Offene Durchgangsmeere: das Arabische Meer, die Nordsee, der britische Kanal.

Die beiden letzten Haupttypen tragen schon an sich den Durchgangscharakter:

4. die inselumschlossenen Meere: die Sunda-, Java-, Banda-, Celebes-, Sulu-, Arafurasee.

---

[1]) Ausland 1891, Nr. 24, S. 471.

5. die Zwischenmeere oder größeren Meeresstraßen, wie der Kanal von Mosambik, die Davisstraße und vielleicht auch die Irische See.

Ich habe Hettners Einteilung in aller Vollständigkeit wiedergegeben: man sieht sofort, daß wir im Typus 1, den Binnenmeeren, im wesentlichen unsere intrakontinentalen Mittelmeere, und im Typus 2 unsere Randmeere außer der Nordsee wiederfinden, während die Typen 3, 4 und 5 als Busen und Meeresstraßen von uns nicht zu den Nebenmeeren gerechnet, sondern als ubiquitäre und epiphytische Nebenerscheinungen der Ozeane sowohl wie ihrer Nebenmeere zu besonderer Behandlung zurückgestellt worden sind.

Der Ausdruck Binnenmeer, den ähnlich Supan und gelegentlich auch Schott gebrauchen, möchte ich darum vermieden sehen, weil er in der geographischen Terminologie auch für das Kaspische Meer und den Komplex der großen Kanadischen Seen erscheint und darum eine andere Bedeutung angenommen hat, als ursprünglich, wo er als *mare internum* das Mittelländische Meer bezeichnete. Als Klassenname für Mittelmeere findet er sich schon bei Varen.

2. Klassifikation nach der Größe.

Hier ist nur der allgemeine Gegensatz zwischen den gewaltigen Flächen der Ozeane und den kleinen der Nebenmeere deutlich und für die Einteilung fruchtbar: die Nebenmeere sind unselbständig durch ihre Kleinheit. Fraglich könnte allein sein, ob das von der Londoner Kommission den großen Ozeanen zur Seite gestellte Nördliche Eismeer nicht für ein Nebenmeer zu groß sei; in der Tat hat sich kürzlich noch G. Schott[1]) dieser Entscheidung der Londoner Kommission angeschlossen. Das Arktische Mittelmeer hat zwar mit seinen rund 14 Millionen qkm eine Größe, die der des Amerikanischen und Australasiatischen Mittelmeeres zusammen genommen gleichkommt. Aber die drei Ozeane, die natürlich alsdann ohne ihre Nebenmeere gemessen werden müssen, gehören denn doch einer anderen, höheren Größenordnung an: der Indische hat 73, der Atlantische 82, der Pazifische 166 Millionen qkm, d. h. die Fläche des Nördlichen Eismeers enthält nur rund $^1/_5$ des Indischen oder Atlantischen, $^1/_{11}$ des Pazifischen Ozeans. Alle Nebenmeere zusammen genommen sind mit nicht ganz 39 Millionen qkm etwa nur halb so groß wie der Indische oder Atlantische, noch nicht ein Viertel so groß wie der Pazifische Ozean. Ordnet man die Nebenmeere selbst nach ihrer Größe, so stehen die vier großen Mittelmeere, das Arktische mit 14, das Australasiatische mit 8, das Amerikanische mit $4^1/_2$, das Romanische mit fast 3 Millionen qkm voran; dann folgt das Hudsonsche Mittelmeer mit 1 Million. Als größte Randmeere stehen das Beringsche mit $2^1/_3$, Ochotskische mit $1^1/_2$, Ostchinesische mit $1^1/_4$ und Japanische mit 1 Million qkm voran. Die Nordsee mit über $^1/_2$ Million qkm ist noch größer, als jedes der drei kleinen Mittelmeere.

Gehen wir von der Fläche zum Volum und zur Masse über, so wird der allgemeine Gegensatz der Nebenmeere gegen die Ozeane noch beträchtlich verstärkt, denn alle Nebenmeere zusammen füllen noch nicht $^1/_{27}$ des Raums der großen Ozeane; das Indische Becken allein ist 6mal, das Atlantische 7mal, das Pazifische 15mal größer als der Inhalt aller Neben-

[1]) Physische Meereskunde (Göschensche Sammlung 112), Leipzig 1903, S. 23 und 36.

meere. Diese sind also unselbständig auch durch ihr Volum. Insbesondere gilt das noch vom arktischen Mittelmeer, dessen Volum $1/20$ des Atlantischen, $1/42$ des Pazifischen ausmacht: hiernach kann man nicht mehr sagen, daß das nördliche Eismeer zu groß wäre für ein Nebenmeer und darum den Ozeanen zur Seite zu stellen sei. — Eine speziellere Einteilung in verschiedene Größenklassen auch nach dem Volum wäre leicht möglich[1]), erscheint aber kaum von erheblichem wissenschaftlichem Wert.

3. Klassifikation nach der Gestalt.

Die Lehre von den Umrissen der Erdoberflächenformen zeigt eine lange geschichtliche Entwicklung. Es gab eine Zeit, wo man Betrachtungen dieser Art sogar als „reine Geographie" auszeichnen wollte. Heute aber geht die Meinung dahin, daß man die wagrechten Umrisse, die auf unseren silhouettenhaften Kartenbildern so bevorzugt zum Ausdruck gelangen, in ihrer Bedeutung auch nicht überschätzen soll, da es sich doch immer nur um ein einzelnes Merkmal handelt. Aus der Fülle der Versuche, auch die Meeresräume nach ihrer äußeren Form einzuteilen, mag folgende Übersicht hier eine Stelle finden.

Die erste und für ihre Zeit schon sehr treffende Einteilung finden wir bei Bernhard Varenius[2]). Er unterscheidet neben den Hauptozeanen noch zwei andere Arten (*species*) von Meeresteilen, nämlich die Meerbusen (*sinus*) und die Meerengen (*freta*). Die Meerbusen teilt er ein in längliche (*oblongi*) und breite oder offene (*lati vel hiantes*). Die von ihm aufgezählten Beispiele sind den damaligen Karten entlehnt, decken sich also keineswegs in ihrer Gestalt mit den heutigen gleichen Namens. Wenn man etwa Merkators Atlas in den späteren Ausgaben von Hondius benutzt, wird einem verständlich, daß Varen unter die länglichen Busen nicht nur das Mittelmeer, die Ostsee, das Arabische (Rote) Meer, den Persischen Golf und den Kalifornischen, sondern auch das Ostchinesische Meer einreihen konnte. Zu den breiten Busen gehören die Golfe von Mexiko (*inter Americam septentrionalem et meridionalem*, was also das amerikanische Mittelmeer bedeutet), Bengalen, Siam, das Weiße Meer, die Hudsonbai und zwei heute nicht mehr genau zu identifizierende Busen des Meeres Lantchidol in der Gegend von Neuguinea. Der Gegensatz von länglich wäre wohl besser rundlich zu nennen, wie denn Varen auch die Halbinseln so teilt (*oblongae, rotundae*). Bemerkenswert ist noch, daß Varen ausdrücklich neben Meerbusen erster Ordnung (*primarii*), auch solche zweiter Ordnung (*secundarii*) unterscheidet, die sowohl bei Ozeanen wie bei den Busen erster Ordnung vorkommen; wir werden uns später damit zu beschäftigen haben. — Mit der Varens verwandt ist eine Einteilung von J. G. Kohl[3]), der aber den Unterschied der Größenordnungen nicht so klar erfaßt hat; auch muß von vornherein festgestellt werden, daß seine Einteilung zunächst anthrogeographischen Zwecken dienen soll. Kohl unterscheidet kreisförmige Busen (Golfe von Volo, Arta), dreieckig-spitze (Busen von Asow, Odessa, Bristol), quadratische (Meerbusen von Riga), parallelogrammatische (Rotes Meer, Finnischer Golf). — Kohl hat dann noch eine andere Formenreihe der Meerbusen

---

[1]) Wisotzki a. a. O. gibt eine solche für die Randmeere, wobei er zwei Kategorieen, flache und tiefe, unterscheidet und zu den tieferen das Japanische, Ochotskische, Beringsche und Laurentische rechnet.

[2]) Geographia generalis, Amstelodami 1650, p. 120 f.

[3]) Der Verkehr und die Ansiedelungen der Menschen, Dresden und Leipzig 1841, S. 357 ff.

nach dem Grade ihrer Isolierung, wobei er zu fünf Stufen gelangt. Vollständig isoliert ist der Landsee oder das Binnenmeer, rings von Land umschlossen, wie das Kaspische Meer. Tritt eine Öffnung zum Ozean auf, so erhält man als ersten Typus starker Isolierung „die sich öffnenden Binnenmeere“ (Mittelländisches, Schwarzes, Rotes, Baltisches, Persisches Meer, die Sunda- und Celebessee, die Adria, das Tyrrhenische Meer, die Golfe von Korinth, Volo, Arta, die preußischen Haffe). Eine zweite Stufe mit schon größerer Öffnung zeigen „die sich schließenden Meerbusen“ oder „Meerbusen mit verengerter Basis“ (der Finnische, Bottnische, Rigaische, Tarentinische, Saronische Golf u. a. m.). Eine dritte Stufe ist die Halbierung einer kreisförmigen Wasserfläche, so daß der Kreisdurchmesser die Berührung mit dem Ozean gibt: es sind Kohls „eigentliche Meerbusen“ oder „Halbseen“ (Golfe von Bengalen, Honduras, Siam, Tonkin, aber auch die Nordsee, die Nilbucht des Mittelmeers und Golf von Nauplia, der Biskaya- und Carpentariagolf). Zu den Vertretern der beiden letzten Klassen gehören keine eigentlichen Nebenmeere: es sind „die Küsteneinsprünge oder ausgeweiteten Busen“, und endlich „die Küsteneinbiegungen“. Bei der Darstellung der Meerbusen wird noch darauf zurückzukommen sein.

Der einfache Gegensatz von runder und gestreckter Gestalt tritt wieder schärfer hervor in den Untersuchungen der horizontalen Gliederungen von Wilh. Precht. Er definiert den Begriff der „Streckung“ als das Verhältnis des Grenzumfanges (u) zum Umfang des Kreises (oder der Kalotte) gleichen Areals (v), also $S = u/v$, was theoretisch zu einer Skala führt, die ihre extremen Werte im Kreise (mit der Streckung 1) und in der geraden Linie (mit der Streckung ∞) aufweist. Wir geben in der Tabelle auf S. 32 neben diesen Werten für die einzelnen Ozeane und Nebenmeere auch Mittelwerte für die drei Klassen. Außerdem enthält die Tabelle noch die Werte für die sogenannte Grenzengliederung, wobei zum Ausdruck gelangt, um wieviel Hundertteile die wirkliche Grenzlänge (u) größer ist, als der Umfang v des Kreises (oder der Kalotte) gleichen Areals, also $G = 100 \frac{u-v}{u}$. Die Grenzumfänge sind so ausgemessen, daß die kleine Gliederung der festländischen Küstenlinien verschwindet, werden also mit einem starken „persönlichen Fehler“ bei jedem Messenden behaftet sein. Wie man aus der Tabelle sieht, geben die Werte für die Streckung und für die Grenzengliederung bei den einzelnen Meeresräumen eine gleiche Reihenfolge. — Von den Grenzlängen (u) verläuft ein Teil an den festländischen Küsten, bei den Nebenmeeren auch an den die Grenzen gegen den Ozean bildenden Inseln entlang, ein anderer Teil aber führt über die Wasserflächen der die Ozeane und Nebenmeere verbindenden Zugänge w. Um diese verschiedenen Qualitäten zum Ausdruck zu bringen, stellen wir den Begriff der Zugangsbreite auf, die uns angibt, wieviel Hundertteile der ganzen Grenzlänge auf die ozeanischen Grenzen entfallen (s. Tabelle S. 32).

Ein anderer Gesichtspunkt könnte noch dem mehr oder weniger gewundenen Verlaufe der Küstenlinien insofern entnommen werden, als nach dem Augenscheine ein Gegensatz zwischen einfachen und zusammengesetzten Nebenmeeren aufgestellt wird, je nachdem die Gliederung zur Ausbildung sekundärer Nebenmeere führt oder nicht. Einfache Nebenmeere wären dann das Rote, Persische, Japanische, Ochotskische, Beringsche, Kalifornische, Tasmanische, die Nordsee und die Hudsonbai; zusammengesetzte aber die vier großen Mittelmeere, die Ostsee, das Ostchinesische und Britische Randmeer. Verwandt mit dieser wenig ergiebigen Auffassung ist eine von J. G. Kohl angedeutete, wo er die Tiefenverhältnisse heranzieht und danach eintalige oder einmuldige, zweitalige, drei-, viermuldige Meere unterscheidet.

Ein anderes Merkmal aus der Gestalt ist in der Durchbrechung der Wasserflächen durch Inseln zu erblicken: indem wir feststellen, wieviel Hundertteile

Tabelle der Gliederungswerte.

Meeresteile:	Streckung $S = \frac{u}{v}$	Gliederung $G = 100 \frac{u-v}{u}$	Zugangsbreite $Z = 100 \frac{w}{u}$	Insulosität $J = 100 \frac{i}{f}$	Größte relative Landferne: $r : \varrho = L$
Atlantischer Ozean . . .	1.82	45.0	17.0	0.05	5290 : 2050 = 2.6
Indischer " . . .	1.62	38.1	20.5	1.00	5019 : 1700 = 3.0
Pazifischer " . . .	1.47	31.8	17.4	0.29	7089 : 2265 = 3.4
Ozeane:	1.64	38.3	18.3	0.40	— — 3.0
Arktisches Mittelmeer . .	2.57	62.8	16.5	11.0	2126 : 1100 = 1.9
Australasiatisches Mittelmeer	2.08	51.8	12.0	15.7	1620 : 350 = 4.6
Amerikanisches Mittelmeer	1.72	41.7	7.5	5.0	1209 : 445 = 2.7
Romanisches Mittelmeer .	4.35	77.0	0.06	3.6	959 : 350 = 2.7
Baltisches Mittelmeer . .	2.48	59.6	1.0	7.2	371 : 125 = 3.0
Hudsonsches Mittelmeer .	2.09	52.1	3.3	5.5	584 : 325 = 1.8
Rotes Mittelmeer . . .	2.28	56.1	0.5	0.8	378 : 135 = 2.8
Persisches Mittelmeer . .	1.55	35.5	1.9	1.8	275 : 135 = 2.0
Mittelmeere:	2.39	54.6	5.3	6.3	— — 2.7
Beringsches Randmeer . .	1.46	31.2	32.9	0.7	860 : 560 = 1.5
Ochotskisches " . .	1.83	45.4	8.8	0.3	693 : 405 = 1.7
Japanisches " . .	1.70	41.1	4.6	0.4	577 : 330 = 1.8
Ostchinesisches " . .	1.82	44.9	20.2	0.9	625 : 280 = 2.2
Andamanisches " . .	1.45	30.9	20.8	0.7	499 : 275 = 1.8
Deutsches " . .	1.65	39.4	14.3	0.1	408 : 305 = 1.4
Britisches " . .	3.01	66.7	13.9	1.6	255 : 133 = 1.9
Laurentisches " . .	2.12	54.8	6.2	4.3	295 : 110 = 2.7
Kalifornisches " . .	1.77	43.5	8.4	5.3	231 : 105 = 2.2
Tasmanisches " . .	1.28	21.6	28.8	1.0	154 : 90 = 1.7
Randmeere:	1.81	42.0	15.9	1.5	— — 1.9

der Wasserfläche eines Ozeans oder Nebenmeeres die Inselflächen einnehmen, erhalten wir die sogenannte Insulosität. Schon Karl Ritter war diese Betrachtungsweise nicht fremd, und sein berühmter Schüler Albr. v. Roon[1]) hat sie zahlenmäßig auszubilden versucht. Methodologisch stoßen wir hier auf die Schwierigkeit, daß die Grenzen der Nebenmeere zu einem großen Teile über Inseln hinweglaufen, deren Flächen alsdann weder bei den Ozeanen noch bei den Nebenmeeren verrechnet werden dürfen. In der praktischen Ausführung wird es häufig nicht leicht, brauchbare Arealangaben für die Inseln entlegener Nebenmeere zu erhalten. Deshalb sind die in der obigen Tabelle zusammengestellten Werte der Insulosität nur als genähert richtig zu erachten.

In allen Fällen ist ein gewisser Gegensatz zwischen den drei Kategorieen der Ozeane, Mittel- und Randmeere aus der Tabelle ersichtlich. Die Streckung und Gliederung ist bei den Mittelmeeren am größten, dann folgen die Rand-

[1]) Grundz. der Erd-, Völker- und Staatenkunde, Berlin 1837, Bd. 1, S. 266.

meere, zuletzt die Ozeane. Die Zugangsbreite ist sehr gering bei den Mittelmeeren, erheblich größer bei den Randmeeren. Die Insulosität ist groß bei den Mittelmeeren, sehr klein bei den Ozeanen. Im ganzen sind diese Gliederungsstufen für eine weitere Klassifikation der Nebenmeere aber recht unergiebig.

Endlich haben wir noch einen Ausdruck der verschiedenen wagrechten Ausgestaltung in dem sogenannten mittleren Grenzabstand der Meeresräume. Ebenso wie das C. Rohrbach [1]) zuerst für die Erdteile durchgeführt hat, können wir uns auch die Meeresfläche zusammengesetzt denken aus lauter materiellen Punkten; bestimmen wir alsdann die Entfernung jedes dieser Punkte vom nächsten Grenzpunkt, so ist das Mittel dieser kürzesten Entfernungen für den Kreis oder solche Figuren, denen sich ein Kreis einschreiben läßt, $= {}^{2f}/_{3u}$, beim Kreise also $^1/_3$ des Radius, wie übrigens Precht bereits vor Rohrbach gezeigt hat. Dieser erhielt den mittleren Grenzabstand, indem er von den am meisten ins Innere der Figur einspringenden Punkten Kreisbögen mit gleichen Radien entwarf, und die von den Kurven gleichen Abstandes (Isochoren) umschlossenen Flächen planimetrisch ausmaß. Hieraus ließ sich nach der Methode der chori- oder hypsographischen Kurve ein mittlerer Grenzabstand graphisch finden. Für die drei großen Ozeane hat Jean de Windt [2]) die Methode dahin modifiziert, daß er nicht nur von den Festlandsküsten, sondern auch von den ozeanischen Inseln aus Kurven gleicher Landferne konstruierte. Leider hat er nur die großen Ozeane so bearbeitet und nicht auch die Nebenmeere. Für die Ozeane erhielt er folgende Werte:

	Pazifischer Ozean	Atlantischer Ozean	Indischer Ozean
1. Mittlere Landferne l km	765	606	621
2. Mittlerer Grenzabstand der Kalotte gleichen Areals k km	2688	1815	1702
3. Verhältnis $k:l$	3.5	3.0	2.8

Jean de Windt hat sodann auch, einen von Zöppritz (1882) empfohlenen Gedanken aufgreifend, den landfernsten Punkt eines jeden Ozeans bestimmt und seine Entfernung (r) vom nächsten Land- oder Inselpunkte in Vergleich gesetzt mit dem Radius (p) der Kalotte gleichen Areals. Dann ergibt der Quotient $p:r$ den Index der relativ größten Landferne (L). Ich habe diese Werte [3]) auch für die Nebenmeere bestimmt und im einzelnen in der Tabelle S. 32 wiedergegeben. Wie man sieht, steht unter den Ozeanen der inselbestreute Pazifische voran, der inselarme Atlantische zuletzt. In der Reihe der Mittelmeere tritt das Australasiatische an die Spitze, dann folgen erst die schlank gegliederten Meere, wie Ostsee und Rotes Meer, an vierter Stelle das Romanische Mittelmeer. Die Randmeere sind rundlicher geformt und haben daher meist nur kleine Indices der Landferne, aber es finden sich auch Mittelmeere mit ebenso kleinen Werten.

So viel von der horizontalen Gliederung. Was die vertikale betrifft, so werden wir, um späteren sehr ausführlichen Darlegungen über die Bodenformen nicht vorzugreifen, uns hier auf folgendes Wenige beschränken.

[1]) Petermanns Mitt. 1890, S. 76 und 80 ff.
[2]) Mém. cour. de l'Acad. Belg. 1899, vol. 57.
[3]) Die Formeln finden sich bei Penck, Morphologie der Erdoberfl. I, 68 f.

Die Ozeane sind allgemein ausgezeichnet durch ihre großzügigen, erdteilähnliche Flächen beherrschenden, Gliederungen des Meeresbodens in Schwellen und Becken; die Nebenmeere aber werden, als Übergangsgebilde zu der feineren Gliederung des Landes, von Formen einer niederen Größenordnung beherrscht. Dabei haben die großen Mittelmeere typisch den vielfältig wiederholten Gegensatz zwischen weiten Schelfflächen und -brücken zu tiefen Einsturzbecken und Kesselbrüchen voraus vor den kleineren Mittelmeeren, die nur einfache Schelfe mit untergeordneten Rinnen oder ohne solche kennen, während sich in den Randmeeren in der Regel ein oder zwei flache Schelfe an der Landseite gegenüberstellen einer tieferen Mulde binnenwärts von der abschließenden Inselreihe.

4. Klassifikation nach der stofflichen Erfüllung.

Die Ozeane und die Nebenmeere bilden eine einheitlich zusammenhängende Wassermasse, und es ist die gemeinsame stoffliche Erfüllung durch das Seewasser, die diesem vielgliedrigen Gebilde die Einheit wahrt. Nun aber stellen sich die von Halbinseln und Inseln umrahmten und durchsetzten Nebenmeere selbst wieder jedes durch die einbeschlossene und in sich zusammenhängende Erfüllung mit Seewasser als eine Einheit für sich dar, und so muß uns das Wasser mit seinen von Individuum zu Individuum wechselnden Eigenschaften ein weiteres wesentliches Merkmal zur Klassifikation der Meeresräume liefern.

Wie später ausführlich darzulegen sein wird, ist die große Masse des die offenen Ozeane erfüllenden Seewassers mit einem Salzgehalt von rund 35 Promille ausgestattet und bewegen sich, von schmalen Küstenzonen abgesehen, die Extreme zwischen 34 und 37½ Promille. Hier tut sich nun alsbald der Gegensatz zwischen Ozeanen und Nebenmeeren auf, insofern die letzteren entweder über- oder unter normalen Salzgehalt besitzen, ausgenommen: 1. das amerikanische Mittelmeer, das durch sein Stromsystem enger an den Atlantischen Ozean angeschlossen ist, als die anderen Nebenmeere, und 2. das tasmanische Randmeer, das ähnlich von der großen Westwindtrift der hohen südlichen Breiten von ozeanischem Wasser durchströmt wird. Übernormalen Salzgehalt haben die subtropischen Mittelmeere: das Romanische, Rote, Persische: sie liegen in Gebieten mit verhältnismäßig trockenem Klima, d. h. starker Verdunstung bei hoher Temperatur und geringen Niederschlägen, so daß ihr Meeresspiegel sogar unter dem des Ozeans liegen kann. Nicht nach seinem absoluten Salzgehalt von 35—35½ Promille, wohl aber durch seine Steigerung im Vergleich zum benachbarten Pazifischen Gebiet (34—35 Promille) könnte man auch das kalifornische Randmeer hier vielleicht anreihen; doch ist die Differenzierung an sich zu gering. Unternormalen Salzgehalt hat unter den Mittelmeeren zunächst das zu beiden Seiten des Äquators in tropischer Regenfülle gelegene Australasiatische, und eine noch stärkere Verdünnung des Seewassers erleiden durch die mit den hohen Breiten rasche Abnahme der Verdunstung das Baltische, das Arktische und wohl auch das Hudsonsche; das vom Hauptkörper des Mittelländischen Meeres fast abgetrennte Schwarze Meer zeigt ebenfalls die aussüßenden Einwirkungen der Flußwasser und beweist damit, wie die am tiefsten ins Land eindringenden

Meeresteile am meisten auch in dieser Hinsicht von ozeanischen Eigenschaften einbüßen können; liegt doch die Oberfläche der Ostsee beträchtlich über dem Meeresspiegel der Nordsee. Von den Randmeeren sind alle, mit Ausnahme des tasmanischen und kalifornischen, unter normal meist 30—34 Promille); auch sie zeigen also die Einwirkungen des Landwassers. So sind die Nebenmeere im ganzen genommen den Ozeanen gegenüber unselbständig auch in ihrer stofflichen Erfüllung. Maßgebend für den Grad dieser Unselbständigkeit ist die Breite und Tiefe der Zugangswege: wo diese weit geöffnet sind, wie bei den Randmeeren, ist die Abweichung von der Ozeanität gering, aber die nur enge geöffneten Mittelmeere stehen an den extremen Enden der Skala, wie auf der einen Seite das Rote Meer mit 41 und das Mittelländische mit fast 40 Promille, auf der anderen die Ostsee mit 1—15 Promille. Wollte man sich die Zugänge dieser Nebenmeere ganz geschlossen denken, so wäre das Schicksal des Romanischen, Roten und Persischen Mittelmeeres und des kalifornischen Randmeers die fast völlige Austrocknung bis auf wenige, die tiefsten Mulden einnehmende Steppenseen von stärkstem Salzgehalt, während im Gegenteil die Ostsee und die Hudsonbai, wie auch die tropischen Nebenmeere sich in Süßwasserbecken umwandelten, die den großen kanadischen Binnenseen vergleichbar wären. Für den Geologen sind dies nicht bloße theoretische Spekulationen: er weiß, daß die beiden Europa begrenzenden Mittelmeere solche Phasen in ihrer Entwicklung tatsächlich aufzuweisen haben. Er erinnert sich der starken Eintrocknung des Romanischen Mittelmeers zur Zeit der Schlierbildung des Mittelmiozäns, und der sogar erst nach der Eiszeit vollzogenen Veränderungen im Charakter der Ostsee, wie das Gebiet der Dänischen Inseln sich um etwa 50—80 m gegen den heutigen Meeresspiegel gehoben und damit einen gewaltigen baltischen Süßwassersee (den Ancylussee) aufgestaut hat, alsdann aber wieder stark unter den jetzigen Meeresspiegel sinkend ein breiter gegen die Nordsee geöffnetes salzreicheres Randmeer (Litorinasee) begrenzt hat, bis dann eine neuerliche Hebung des Landes den gegenwärtigen Zustand herbeiführte. Es ist nicht zu bezweifeln, daß auch noch andere Nebenmeere ähnliche Umwandlungen erlitten haben.

Wollte man eine Skala der Nebenmeere nach dem Grade der Salinität aufstellen, so würde man folgende Übersicht erhalten:

I.

Salzgehalt überozeanisch:

1. das Rote Mm. (37—41 Prom.),
2. das Persische (37—38 Prom.),
3. das Romanische (37—39 Prom.).

II.

Salzgehalt normal:

1. das Amerikanische Mm. (35—36 Prom.),
2. das Tasmanische Rdm. (35½ Prom.),
3. das Kalifornische Rdm. (35—35½ Prom.).

III

Salzgehalt unterozeanisch:

a) Wenig unter normal:

1. das Arktische Mm. (20—35 Prom.),
2. das Australasiatische Mm. (33—34 Prom.),
3. das Beringsche Rdm. (28—33 Prom.),
4. das Ochotskische (30—32 Prom.),
5. das Japanische (30—34 Prom.),
6. das Ostchinesische (25—35 Prom.),

(noch III. Salzgehalt **unterozeanisch**:)

a) Wenig unter normal:		b) Stark unter normal:
7. das Andamanische (30—32 Prom.),	9. das Britische Rdm. (32—35 Prom.),	1. das Baltische Mm. (3—15 Prom.),
8. das Deutsche Rdm. (31—35 Prom.),	10. das Laurentische (30—32 Prom.).	2. das Hudsonsche.

Auch eine Einteilung der Meeresräume nach den Wassertemperaturen ist denkbar: sie würde zunächst ebenfalls den großen Gegensatz zwischen Ozeanen und Nebenmeeren hervortreten lassen, sobald wir die gesamte Wassermasse und nicht bloß die Oberfläche mit ihren nach den Klimazonen abgestuften Temperaturen in Betracht ziehen. In den offenen Ozeanen nimmt die Temperatur von der Oberfläche nach der Tiefe hin ab und erlangt am Boden ein Minimum mit nicht weit von $+1^0$ abstehenden Werten. Es gilt diese sogenannte anotherme Schichtung als normal ozeanisch. Für die Mittelmeere aber wird es charakteristisch, daß sie abgeschlossene Tiefenbecken mit sogenannter homothermer Wasserfüllung besitzen: solche sind in den vier großen Mittelmeeren mit Schwellentiefen von 200—1600 m besonders reich entwickelt; auch in den kleineren, wie im Roten und Baltischen, kommen sie vor, vermutlich fehlen sie auch dem Hudsonschen nicht. Unter den Randmeeren sind ebenfalls einige mit homothermen Tiefenschichten bekannt (das Andamanische, Japanische, Ochotskische), bei anderen darf man solche vermuten (so z. B. im Ostchinesischen Randmeer), während beim Rest die Schwellentiefen meist zu groß sind. Bemerkenswert ist sodann an zweiter Stelle, daß die Nebenmeere der hohen Breiten im Winter eine inverse Lagerung der Temperaturen (kato- oder dichotherme Schichtung) erhalten, was bei den offenen Ozeanen nur am Rande der arktischen und antarktischen Vereisungen auftritt. Dies führt hinüber zu einem dritten thermischen Merkmal, der jahreszeitlichen Schwankung der Oberflächentemperaturen. Diese ist in den Nebenmeeren im allgemeinen beträchtlich größer, als in den Ozeanen, wobei allerdings einerseits die auch im Sommer kalten Flächen des Arktischen Mittelmeers, anderseits einzelne kleine Stellen am Rande der subtropischen Ozeane, wie später noch darzulegen sein wird, eine Ausnahme gewähren. Immerhin bleibt auch hier ein gewisser Kontrast zwischen den offenen Ozeanen und den Nebenmeeren unverkennbar. Zu einer weiteren Klassifikation scheint mir aber dieses Merkmal nicht besonders geeignet.

5. Klassifikation nach den Bewegungsformen.

Wie bereits bemerkt, hat schon Karl Ritter den auffälligsten Gegensatz der großen und offenen Ozeane gegenüber den nebengeordneten Meeresräumen in dem erblickt, „was den Wassern ihr Leben gibt, in der Bewegung". Dieser Gedanke selbst findet sich freilich bereits in der antiken Literatur angedeutet; schon Aristoteles (Met. II, 1, 6) teilt die irdischen Gewässer ein in fließende und stehende, wobei das Meer zu den ersteren gehört. So haben dann nicht nur die mittelalterlichen Scholastiker, sondern auch noch die Kosmographen der Renaissancezeit gern unterschieden. Bei Paullus Merula (1605) findet sich derselbe Gegensatz zwischen den bewegten und den ruhenden Gewässern der Erde und die ersteren bewegen

sich entweder hin und her (*reciproce*), wie die von den Gestirnen, insbesondere vom Monde fortgezogenen Meere, oder nach einer bestimmten Richtung mit ihrer ganzen Masse, wie die Flüsse tun, während die ruhenden Gewässer höchstens vom Winde erregt werden. Von dem Meere gibt Merula geradezu die Definition, es sei die allgemeine Ansammlung der hin und her strömenden Gewässer, also der gezeitenbewegten. Bei Karl Ritter werden neben den Gezeiten aber auch die eigentlichen Strömungen bedeutsam für die Unterscheidung von zwei großen Kategorieen von Meeresgewässern.

Er sagt an der bereits früher angezogenen Stelle: „Indes die einen, nach außen freiliegenden den allgemeinsten Gesetzen derselben in ihrer Regelmäßigkeit folgen, nehmen die anderen, wegen der mannigfach sie unterbrechenden Hemmungen, entweder gar nicht an der allgemeinen Flutenbewegung teil, wie die Binnenmeere Europas und andere, oder zeigen verschiedene, von den allgemeinen erst abgeleitete Erscheinungen, wie die Nordsee, oder, wenn auch die unmittelbaren Flutenbewegungen noch auf sie einwirken, wie auf den breiten Kanal des Atlantischen Ozeans, dennoch eine, dem allgemeinen Rotationsstrom im freien Ozean von Ost gen West geradezu entgegengesetzte, rücklaufende Bewegung von Amerika gegen Europa hin, woraus sich allein schon deutlich genug ergibt, wie durch die Stellung der Gewässer gegen die Ländergruppen auch ihre Natur bedingt werden mußte; denn der Art und Weise der Bewegung folgte die Umwandlung vieler anderen Verhältnisse der Gewässer nach." — Wenn hier dem Nordatlantischen Ozean so stark betont eine Sonderstellung zugeschrieben wird, weil er sich in höheren Breiten durch östliche Ströme beherrscht erweise, so können wir über solche Begründung heute, wo die entsprechenden östlichen Meeresströme im Gebiete der Westwinde beider Hemisphären nachgewiesen sind, wohl zur Tagesordnung übergehen.

Wir werden aber, wenn wir die Bewegungsformen der Meere als ein klassenbildendes Merkmal untersuchen, an Karl Ritters grundsätzlichen Standpunkt anzuknüpfen haben.

Für die Gezeiten ist offenbar der freie Ozean das gegebene Feld der Betätigung. Die Nebenmeere sind meist zu klein, um eigene, dem bloßen Auge auffallende Flutwellen selbst zu bilden, sie sind vielmehr dem Ozean gegenüber der empfangende Teil. Die Mittelmeere besitzen öfter nur gerade an ihren Eingängen noch deutliche, binnenwärts aber rasch erlöschende Gezeiten, wie das Romanische, Baltische, Rote, Persische und Hudsonsche Meer, oder, wenn sie sich breiter dem Ozean eröffnen, formen sie die von daher eindringenden Flutwellen durch Ablenkung an Inseln und Halbinseln so um, daß ihr ursprünglicher Charakter durch diese Interferenzen fast unkenntlich wird, wie in den Eintagstiden des Australasiatischen und Amerikanischen Mittelmeers. Die Randmeere aber nehmen die großen Flutwellen der Ozeane meist ohne tiefgreifende Abwandlungen ihrer ursprünglichen Gestalt auf. Das mit dem breiten Tor bei den Färöer gegen den Atlantischen Ozean geöffnete Arktische Mittelmeer steht in diesem Punkte den Randmeeren nahe, obwohl es wahrscheinlich auch noch in seinem zentralen Becken eine eigene Flutwelle bilden mag, die aber der atlantischen gegenüber immer nur klein bleiben wird, da die fluterzeugenden Kräfte mit der geographischen Breite abnehmen. Noch stärker ausgeprägt, als die Zugehörigkeit des nördlichen Eismeers zum atlantischen Flut-

gebiet, ist gemäß den Untersuchungen van der Stoks die des Australasiatischen zum Pazifischen. Kurz, die Ozeane sind das Feld der großen selbständigen, die Nebenmeere der kleinen unselbständigen Flutwellen. Eine Klassifikation nach diesem Merkmale ergäbe demnach wieder die zwei Hauptgruppen der offenen Ozeane und der Nebenmeere; die letzteren zeigten dann eine von den örtlichen Umständen abhängige Verstärkung ihrer Unselbständigkeit, die in Intensitätsstufen weiter zu zerlegen hier unterbleiben mag, da in diesem Falle die geographische Zuteilung der verschiedenen Nebenmeere zu den drei Ozeanen näher liegt.

Selbständig allein sind auch die Systeme der Meeresströmungen in den drei Ozeanen. Denken wir uns die Ozeane in den höheren Südbreiten etwa entlang den drei Grenzmeridianen durch Scheidewände abgesperrt, so würde das System der Oberflächenströmungen nicht wesentlich von dem vorhandenen abweichen. Nur die Wirkung der Westwinde in den hohen südlichen Breiten bliebe dann nicht mehr einheitlich, wie jetzt: es würde jeder Ozean südlich von 40° bis nach 60° S. B. eine eigene Westwindtrift und weiter polwärts eine entgegengesetzte Ostwindtrift entwickeln, d. h. je einen Stromkreis, wie der nordatlantische zwischen Island und Neufundland, mit Verbindungsströmen an den Grenzmeridianen. Um ihr spezifisches Stromsystem zu entfalten, brauchen die drei Ozeane die ihnen angehängten Nebenmeere nicht: selbst das, was man den Golfstrom nennt, würde sich bei einem festen Abschluß des amerikanischen Mittelmeers entlang den kleinen Antillen und Bahamainseln noch einfinden, wenn auch in weniger komplizierter und dem Kuro Schio ähnlicher Gestalt.

Anders die Nebenmeere. Sie sind zumeist in ihren Strömungen durchaus abhängig vom benachbarten Ozean, von dem sie Abzweigungen seiner Strömungen aufnehmen. Ganz von solchen beherrscht wird das Amerikanische Mittelmeer. Auf größeren Teilen ihres Gebietes davon beeinflußt werden: das Arktische, Australasiatische, Rote Meer und die ganze Reihe der Randmeere. In anderen Fällen tritt eine Isolierung gegenüber dem Ozean in der Weise auf, daß die Stromimpulse entweder direkt den meteorischen Gewässern des umschließenden Landes entspringen, wie das von der Ostsee und dem größeren Teile des nördlichen Eismeers und wahrscheinlich auch von der Hudsonbai, mit ihren Dichteströmungen, gilt; wird doch die Ostsee so kontinental, daß sie ihr Landwasser durch das Ausgangstor mit einem Gefälle wie ein Süßwasserstrom in das tieferliegende Nachbarmeer abfließen läßt. Oder wir sehen indirekte Einwirkungen des Landes, indem der Gegensatz von Wasser und Land die Ausbildung zyklonaler Luftbewegungen begünstigt, die dann entsprechende Wassertriften hervorrufen. Diese örtlichen, vom Festlande ausgehenden Störungen kombinieren sich mit den aus den Ozeanen in die Nebenmeere eintretenden Strömungen. Immer bleiben auch in diesem Punkte die Nebenmeere den Ozeanen gegenüber minderwertig und unselbständig.

Nach den Strömungen allein ließe sich etwa folgende Klassifikation der Meeresräume aufstellen.

I. Ozeane mit selbständigem Stromsystem: der Atlantische, Indische, Pazifische.

II. Nebenmeere mit unselbständigem Stromsystem.

A. Unselbständig, weil von ozeanischen Stromzweigen beherrscht:
 a. in vollem Umfange durchströmte Nebenmeere:
  1. das Amerikanische Mittelmeer. — 2. das Tasmanische Randmeer.
 b. teilweise durchströmt, aber mit ozeanischem Charakter der Strömungen:
  1. das Australasiatische, 2. das Rote Mittelmeer, 3. das Ostchinesische, 4. Britische Randmeer; 5. fast stromlos: das Kalifornische und 6. das Persische Meer.
 c. teils dem Ozean entstammende, teils durch Nähe des Landes erzeugte zyklonale Strömungen:
  1. das Romanische Mittelmeer, 2. das Japanische, 3. das Ochotskische, 4. das Beringsche, 5. das Deutsche Randmeer, (6. das Nordmeerbecken des Arktischen Mittelmeers).

B. Unselbständig, weil durch abströmendes Landwasser beherrscht:
  1. das Arktische Mittelmeer, ohne europäisches Nordmeer; 2. die Ostsee, 3. die Hudsonbai, 4. das Laurentische Randmeer.

6. Klassifikation nach der Entstehung.

Unter den Klassifikationen von Objekten der trockenen Erdoberfläche pflegen die genetischen, auf die Entstehung der Formen begründeten, als die vornehmsten zu gelten. Denn wer die innere Organisation und Bildungsweise der verschiedenen Gestalten untersucht, trifft, wie Alfred Hettner sagt, das eigentliche Wesen der Dinge. Eine genetische Einteilung der Meeresräume sollte also auch unser höchstes Ziel sein. Aber eine kurze Überlegung zeigt, daß dem nicht so ist. Die Meeresräume haben ihr eigentliches Wesen im Wasser, und insofern enthält unsere Einteilung der Meeresräume nach den Eigenschaften des Seewassers bereits ein echt genetisches Merkmal. Aber des Wassers ununterbrochener flüssiger Zusammenhang verbürgt zunächst die Einheit des Weltmeers und sodann die Zugehörigkeit der Nebenmeere zu den Ozeanen, nur ihre äußere Gestalt empfangen die Meere aus der Form des Gefäßes, das diese ozeanische Flüssigkeit umfängt. Das Gefäß gehört der Erdkruste an, liegt also außerhalb des innersten Wesens der Meere. Eine genetische Einteilung der Meeresräume wird nur auf die verschiedene Entstehung der Meeresbecken als Hohlräume gegründet sein, wobei sie im übrigen von deren Wasserfüllung absieht. Ein Einteilungsprinzip aber, das damit beginnt, die Meere selbst als verdunstet oder sonst nicht vorhanden zu behandeln, kann nicht beanspruchen, von den Ozeanographen besonders hoch eingeschätzt zu werden. Aber fruchtbar und lehrreich muß es immer sein, der Entstehung derjenigen Teile der Erdrinde nachzuforschen, welche den Meeresboden und die Küsten bilden, und die indirekt durch ihre verschiedenartige Ausgestaltung die Differenzierung abgesonderter Wasser gegenüber denen der großen Ozeane hervorrufen. Beherrschen sie doch auch in der Berührungslinie der Meeresoberfläche mit den darüber hinausragenden Krustenteilen zugleich die horizontale Gliederung, die dem Ozeanographen die vornehmsten Merkmale für seine Klassifikationen liefert.

Hinweise auf eine genetische Einteilung hat schon Eduard Sueß ausgesprochen, und später hat Alfred Hettner sie zur Aufstellung verschiedener

Typen von Meeresbecken weiter entwickelt; freilich auch schon mit dem Vorbehalt, daß derartige Klassifikationen hinter den auf Lage und Gestalt gegründeten zurückstehen müssen. Zu einer umfassenden Formenreihe vorzuschreiten, ist allerdings die Zeit noch nicht gekommen; unsere Kenntnis von den geologischen Prozessen, die zur Bildung der Küstenlinien der Festländer und der Inseln geführt haben, ist leider noch lückenhaft, und die Deutungen schwanken.

Es wird allgemeine Übereinstimmung darüber herrschen, daß die großen Unebenheiten der Erdrinde zurückzuführen sind auf einen Schrumpfungsprozeß, der durch den stetig fortschreitenden Wärmeverlust und die damit verbundene Volumverkleinerung des Erdballs hervorgerufen wird. Die Erdrindenteile haben demgemäß die Tendenz, ihren Abstand vom Erdzentrum zu verkleinern, und wenn wir tatsächliche Verschiebungen in dieser Richtung als Senkungen bezeichnen, so leuchtet ohne weiteres ein, daß die Ozeane mit ihren gewaltigen Tiefen als das Ergebnis stärkster Senkung gelten dürfen. Bei der Verkürzung des Erdradius entstehen aber auch tangentiale Spannungen in der Erdrinde, die an der einen Stelle zu einer Zusammenschiebung, an einer anderen zu einer Zerrung von Rindenteilen führen. Gezerrte und durch Brüche oder Spalten aus dem Zusammenhang gelockerte Teile werden der allgemeinen zentripetalen Tendenz leicht nachgeben, es erfolgen Einstürze und Zusammenbrüche. Anderseits nehmen zusammengeschobene Rindenteile vorzugsweise die Form von Falten an, die sich in ihren Sätteln vom Erdmittelpunkt entfernen, in ihren Mulden ihm nähern, die aber auch als Ganzes noch gehoben oder gesenkt werden und, nachträglich noch durch Spalten zerlegt, niederbrechen können. Man wird also drei Grundformen der Lagenänderungen von Erdrindenteilen unterscheiden: erstlich die auf großen Flächen wirkenden Senkungen oder Hebungen, zweitens die Niederbrüche an Spalten, drittens die Faltungen.

Nach Sueß sind nun in der Tat die Meeresbecken ringsum begrenzt von tiefgreifenden Bruchlinien gegen die Kontinente, so daß diese als gewaltige „Horste“ dastehen. Insbesondere weisen die zentripetalen Tendenzen in den Becken der großen Ozeane sowohl nach der Fläche wie nach der Tiefe hin die höchste Steigerung auf, während die Becken der Nebenmeere hierin zurückbleiben. Bedeutsam aber ist außerdem, daß, wenn wir bis auf die ältesten Perioden der Erdgeschichte zurückgehen, überall da, wo jetzt Land ist, einst Meer, wo jetzt Meer ist, einst Land gewesen sein kann; doch hat sich ergeben, daß seit den mesozoischen Zeiten die Lage der großen Ozeane in ihren heutigen Hauptzügen erkennbar wird und daß sie im Verlaufe der jüngsten Erdepochen im wesentlichen ungeändert festgehalten worden ist. Dagegen hat sich im Bereiche der jetzigen Nebenmeere bis in die jüngsten Zeiten hinein ein höchst ergiebiger Austausch von Wasser und Land vollzogen, und die meisten Nebenmeere, wie sie jetzt vor uns liegen, sind geologisch gesprochen junge Meere, viele darunter trotz sehr beträchtlicher Tiefe sogar postglazial.

Wir haben somit zwei große genetische Kategorieen: erstlich die zwischen die großen Kontinentalschollen eingesenkten, alten und im wesentlichen permanenten Ozeane, die man als riesenhafte Kesselbrüche auffassen kann, die da, wo sie einander berühren, die Landmassen sich

keilförmig zuspitzen lassen; und zweitens die in die Kontinentalsockel mehr oder weniger tief eingesenkten jüngeren und unbeständigeren Nebenmeere.

Unter den Nebenmeeren werden wiederum zwei Arten zu unterscheiden sein, je nachdem es sich um eine allgemeine Senkung der Kontinentalsockel handelt, oder um partielle Niederbrüche in ihnen, wodurch dem Meerwasser Zutritt gewährt wird. Wir nennen die einen Ingressions-, die anderen Einbruchsmeere.

Die Ingressionsmeere, auch Überspülungs- oder Pfannenmeere genannt, bedecken flache, meist pfannenartige Landräume, deren Oberfläche, schon vorher durch Erosion oder Aufschüttung und durch ältere Dislokationen ausgestaltet, durch eine Senkung als Ganzes fertig dem Meere zur Überspülung dargeboten wurde. Die Form ist also alt, die Senkung kann sehr jung sein. Es sind zumeist seichte Meere, die hierher gehören: wie unsere Ostsee, die Hudsonbai, das Laurentische und Tasmanische Randmeer, höchst wahrscheinlich auch die Nordsee, da die eigentliche Nordseebank erst nach der Eiszeit überspült wurde und die norwegische Rinne schon lange vorher fertig vorgebildet war. Daß endlich der Britische Kanal hierher gehört, kann zugegeben werden; ob auch die Irische See und der schottische Minch, ist im Hinblick auf das kompliziertere Bodenrelief zweifelhaft. Dasselbe gilt vom Weißen Meer, das Hettner in diese Kategorie stellt; jedenfalls wäre es dann aber als Ingressionsmeer zweiter Ordnung zu betrachten. Auch das Ostchinesische Randmeer nennt F. v. Richthofen ein großes Ingressionsmeer, obwohl dessen seewärts gelegene Zugänge durch jüngere Brüche um- und ausgestaltet sind. Ingressionsmeere zweiter Ordnung sind noch der Golf von Siam, die Java- und Arafurasee.

Die Einbruchsmeere umfassen alle übrigen Nebenmeere. Man kann von ihnen dreierlei Arten unterscheiden, je nachdem es sich um dem Meere partiell überliefertes Schollenbruchland, oder um Faltenbruchland oder um eine Kombination aus beiden handelt.

I. Die Schollenbruchmeere, die wieder auftreten als Grabenmeere oder Kesselbruchmeere, geben eine erste Gruppe. Haupttypus für die ersteren ist das Rote Meer; ein Grabenmeer zweiter Ordnung ist vielleicht das Skagerrak. — Kesselbruchmeere sind höchst wahrscheinlich das europäische Nordmeer und möglicherweise auch das Zentralbecken des nördlichen Eismeers; sekundär den großen ozeanischen Einbruchskesseln als seitliche Ausläufer angegliedert die Golfe von Biskaya und von Aden, die Davisstraße, und in den Nebenmeeren selbst die Syrten und der Golf von Mexiko.

II. Die Faltenbruchmeere sind zwischen niedergebrochenen älteren Faltensystemen eingebettete junge Meere. Hierher gehören das Australasiatische Mittelmeer mit seinen Kranzmeeren, das pontische und ägäische Becken des Mittelländischen Meers, und als solche erster Ordnung nach F. v. Richthofens neuesten Darstellungen das Japanische, Ochotskische und Beringmeer, deren Inselreihen nicht als Falten, sondern als Zerrungsbögen aufzufassen sind und die nur durch epigenetische Vulkanreihen eine äußere Ähnlichkeit mit jungen Faltungsbogen empfangen haben.

III. Die kombinierten Bruchmeere mit Einbrüchen zwischen Falten auf der einen und Schollen auf der anderen Seite sind mit oder gleich nach dem geologisch jungen Faltungsprozeß entstanden und dadurch von den Ingressionsmeeren verschieden, auch wenn sie nicht tief sind. Indem wir mit Sueß ihre relative Stellung zu den Faltenzügen maßgebend sein lassen, erhalten wir zwei Untergruppen:

1. Die Vormeere, die an der meist konvexen Vorderseite der Faltenbögen gesunkenes Vorland bedecken, wie der Persische Golf nach Sueß und der Kalifornische Golf nach Hettner; als eines zweiter Ordnung wäre noch das Orientalische Becken des Mittelländischen Meeres zu nennen.

2. Die Rückmeere, wo die Erdrinde im Rücken der Faltenzüge (meist an deren konkaver Seite) niedergebrochen ist, die Falten selbst aber ganz in Inseln aufgelöst sind. Hettner wollte hierzu die ostasiatischen Randmeere rechnen; allem Anscheine nach aber gehört hierher das Andamanische, und, als Gebilde zweiter Ordnung, das Balearische Becken des Romanischen und das Karibische Becken des Amerikanischen Mittelmeers.

Wie schon durch einzelne Beispiele erkennbar, konnte die Reihe dieser Typen noch durch Teile der Ozeanbecken selbst vervollständigt werden. Als Grabenbrüche haben wir später noch den Atakama-, Kermadec-, Tonga-, Marianen-, Japan-, Sunda-, Mentawie-, Portoricograben u. a. m. zu erwähnen; als Kesselbrüche ließen sich zahlreiche von Inseln und submarinen Bodenschwellen begrenzte Ozeanräume, vielleicht auch das zentralatlantische Romanchetief deuten; Faltenbruchmeere sind in die inselreichen Flächen des westlichen Pazifischen Ozeans eingesenkt, wenn sich auch stellenweise die niedergebrochenen Falten nur aus Atollreihen rekonstruieren lassen; Vormeere sind der bengalische und der nordwestaustralische Busen; Rückmeere vielleicht die Korallensee und das Maskarenenmeer. Das was einst Sueß von den großen Kontinenten aussprach und erwies, daß sie zusammengeschweißt sind aus verschiedenartigen Gebilden, gilt also nicht minder für die Ozeane und die großen interkontinentalen Mittelmeere. Wir haben uns dabei aber immer gegenwärtig zu halten, daß es die Wasserfüllung ist, die die höheren Einheiten unter den Meeresräumen begründet.

Außer der eben gegebenen ist noch eine zweite genetische Einteilung möglich, die trotz ihrer einseitigeren Richtung bereits in der Formenlehre der trockenen Erdoberfläche bedeutsam geworden ist: es ist die Lage der Meeresräume zu den großen Dislokationslinien der Erdkruste. Wie man Quer- und Längsküsten oder Quer- und Längsinseln unterscheidet, so auch quer- und längsgestellte Nebenmeere. Freilich sind hierbei die großen interkontinentalen Mittelmeere von vornherein auszunehmen: ihre Bildung ist so verwickelt, ihre Zusammensetzung aus verschiedenartig entstandenen Teilen so reichhaltig, daß sie sich, als Meereseinheiten im ganzen, diesem einfachen Schema unmöglich einfügen, wohl aber mit ihren Teilen sekundäre Beispiele liefern, während die intrakontinentalen Mittelmeere und die Randmeere Typen erster Ordnung darbieten. Wir erhalten dann folgendes Schema.

I. Längsgestellte Nebenmeere. Solche erster Ordnung sind das Baltische und Persische Mittelmeer; von den Randmeeren das

Andamanische, Ostchinesische, Japanische, Ochotskische, Beringsche, Kalifornische. Gebilde zweiter Ordnung u. a.: die Adria, das Tyrrhenische, Balearische, Pontische Becken des Romanischen Mittelmeers, das Kayman- und Karibische Becken des Amerikanischen, Sulu- und Celebessee des Australasiatischen Mittelmeers.

II. Quergestellte Nebenmeere. Von den Mittelmeeren treten hierzu das Rote und die Hudsonbai (?), von den Randmeeren die Nordsee, das Britische, Laurentische, Tasmanische (?); von zweiter Ordnung sind das Ägäische und Asowsche Meer, die Bandasee, der Golf von Mexiko, das Weiße Meer u. a.

Hierbei ist die Verteilung sowohl der kleinen Mittelmeere wie der Randmeere auf beide Kategorieen bemerkenswert. Man ist hiernach berechtigt, von je zwei Längsmittelmeeren und Quermittelmeeren oder von sechs Längsrandmeeren und vier Querrandmeeren zu sprechen. Da das hierbei maßgebende Merkmal nicht allein aus der Geotektonik, sondern auch aus der (relativen) geographischen Lage hergenommen ist, wird es sich in der Tat für eine natürliche Unterteilung der genannten Kategorieen von Nebenmeeren empfehlen.

7. Die Meerbusen.

Als eine untergeordnete Gliederungsform aller Meeresränder sind die Meerbusen, Golfe, Buchten oder Baien noch kurz zu betrachten; es sind seewärts offene Meeresteile, landwärts durch in hohlem Winkel zusammentreffende Küstenlinien begrenzt. Von ubiquitärer Verbreitung, in unübersehbar großer Zahl auf den Karten durch Namen bezeichnet, sind sie von den Nebenmeeren unterschieden durch ihre breitere Verbindung mit dem Ozean oder dem ihnen übergeordneten Nebenmeer; oder, wo der Zugang enger wird, durch ihre verhältnismäßige Kleinheit, wobei sie den Rand- und Mittelmeeren als geometrisch ähnliche Figuren zur Seite treten können. So ist der Golf von Korinth ein Zwergmittelmeer, dem sich ein Zwergrandmeer zwischen Patras und Kephallenia vorlagert. Die Busenbildungen gehen dann schließlich über in die Kleinformen der Küsten, wo sie als Fjorde, Rias, Limane, Haffe, Bodden u. s. w. Forschungsobjekte der Festlandskunde werden. Bei dieser Fülle von Abstufungen in Größe und Gestalt wird es eine besonders schwierige Aufgabe, die Busen vom ozeanographischen Standpunkte aus zweckmäßig in Typen zu ordnen; auf die genannten Kleinformen wird dabei von vornherein zu verzichten sein. Leider kommt uns der Sprachgebrauch in keiner Weise hilfreich entgegen, denn für ein und dasselbe Objekt, z. B. den Biskayischen Busen, sind in voller Synonymität auch die Bezeichnungen Bai, Golf und Bucht nebeneinander üblich. Eine Unterscheidung, wie sie A. Penck[1]) angenommen hat, wonach Baien die Gestalt eines Kreisabschnitts besitzen, Buchten schlauchartig gedehnt sind, und Golfe über breitere und größere Flächen zusammenhängen, was, wie er meint, dem durchschnittlichen Sprachgebrauch entsprechen soll, ist denn auch nirgends in der Literatur oder in den Atlanten durchgedrungen. Man kann nur bedauern, daß die Zeit für solche Festlegungen längst verpaßt ist. —

[1]) Morphologie der Erdoberfl. I, 550.

Betrachten wir die Meerbusen nach ihrer Lage, so könnte man sie zunächst in ozeanische und nebenmeerische scheiden, wobei allemal, da immer wieder Busen untergeordneter Art gebildet werden, solche zweiter, dritter, vierter u. s. w. Ordnung zu verzeichnen wären. Ein primärer ozeanischer Busen ist der Golf von Maine; er trägt als sekundäre Busen die Cape-Cod-Bai und Fundybai; die letztere[1]) hat tertiäre Busen in der Passamaquoddy-, Chignecto- und Minenbai; quartäre in der Cobequid-, Cumberland- und Shebodybai u. s. f.; die in dem Beispiel genannten Abgliederungen späterer Ordnung gehören schon zu den Kleinformen der Küsten. Förderlich für die Meereskunde ist eine solche Unterscheidung von Lagenklassen kaum. Aber auch die der Größenklassen nicht, da sie nur willkürlich ausfallen kann. Was hilft es viel, wenn wir als Meerbusen erster Größe (Großbusen) solche bezeichnen, deren Sehnenlänge an der Grenze gegen die offene Meeresfläche mehr als fünf Breitengrade mißt (Golfe von Bengalen, Sansibar, Mozambique, Biskaya, Guinea, Alaska, Arica und die Große Australische Bucht); als mittlere Busen solche mit einer Sehnenlänge von 1°—5° (Golfe von Panama, Maine, Laplata, Martaban, Siam, Genua, Lion, Valencia u. s. w.) und als kleine Busen, die weniger als 60 Seemeilen Sehnenbreite haben (Danziger Bucht, Delaware-, Chesapeakebai u. v. a.)!

Nach der Gestalt könnte man zunächst Meerbusen mit Öffnungen an der Rückseite solchen, die landwärts vollkommen geschlossen sind, als morphologische Haupttypen gegenüberstellen. Die landwärts durchbrochenen oder Trichterbusen sind seltener (Davisstraße-Baffinbai, Arabischer Golf, Korallensee, die Golfe von Gibraltar, Aden, Maskat und Manaar sind primäre), die rückwärts geschlossenen oder dichten Busen bilden die Regel. J. G. Kohls Unterscheidung von kreisförmigen, ovalen, spitzen, dreieckigen, quadratischen u. s. w. Busen führt uns auch nicht weiter. Wissenschaftlich höher steht sein Versuch, den Grad der Abgliederung geometrisch zu erfassen, wie bereits an früherer Stelle (S. 30) kurz berichtet wurde. Kohl, der auch unsere Nebenmeere unter die Meerbusen rechnet, ja sogar halbe oder ganze Ozeane seinem Schema einfügt[2]), unterscheidet, wenn wir von diesen absehen, noch drei Typen nach dem (abnehmenden) Grade ihrer Abgliederung: 1. die eigentlichen Meerbusen oder die Halbseen (in der Einheit: der Halbsee), deren Muster eine halbierte Kreisscheibe ist, wo also die Pfeilhöhe der Sehne gleich dem Halbmesser wird, wie (nach Kohl) beim Bengalischen und Arabischen Golf. Darauf folgen mit verminderter Isolierung: 2. die Küsteneinsprünge oder ausgeweiteten Busen (Biskaya- und Carpentariagolf) und zuletzt mit kleinster Pfeilhöhe: 3. die Küsteneinbiegungen (Golf von Arica). Besser könnte man nach einem Verfahren, wie es W. Precht für die Klassifikation der Halbinseln anwendet, ein Maß für den Grad der Abgliederung erhalten, indem man die Öffnung des Busens gegen die freie See als Sehne eines den Busen umschreibenden Kreises betrachtet. Dann gibt der zu der genannten Sehne gehörende Segmentwinkel ein charakteristisches Maß; er

[1]) Pet. Mitt. 1889, Taf. 10.

[2]) Ansiedlung und Verkehr S. 362 wird so der große amerikanische Busen ohne Namen westwärts von der Linie Kap Roque-Bellislestraße erwähnt.

wird bei schwach abgegliederten Busen weniger als 180° messen, bei tiefer eindringenden über 200° und 300°, bei Busen von mittelmeerischer Figur fast 360°. Wenn man die Sehnenlänge (Zugangsbreite) des Busens w nennt, das Bogenstück des umschreibenden Kreises b, und v die Quadratwurzel aus der Fläche des binnenwärts von w gelegenen Busengebiets, so erhält man nach Precht als Ausdruck für die Isolierung $J = (b-t):v$. Ist der Radius des Umkreises r, der zum Bogen b gehörige Segmentwinkel β, so findet man diesen leicht aus der Beziehung: $w = 2r \sin {}^1/_2 \beta$. Precht hat eine Tabelle entworfen, aus der man die zusammengehörigen Werte von β und J entnehmen kann, am besten durch graphische Interpolation. Man erhält dann auch für die Meerbusen eine Formenskala, die von den wenig isolierten zu den fast geschlossenen mittelmeerischen hinüberführt, wie folgende hier als Stichproben berechnete Beispiele zeigen mögen.

1. Flachgolfe, $\beta > 150°: J > 0{,}20$:

Große Australbucht:	$\beta = 108°$:	$J = 0.11$
Golf von Sansibar:	112°:	0.12
„ „ Arica:	114°:	0.12
„ „ Alaska:	130°:	0.15
„ „ Valencia:	146°:	0.18
„ „ Mozambique:	147°:	0.18

2. Viertelgolfe, $\beta = 180°$, $J = 0.26$:
Golfe von Lion, von Salerno.

3. Halbgolfe, $\beta = 200-300°$, $J = 0.4 - 0.6$:

Golf von Biskaya:	$\beta = 223°$:	$J = 0.42$
„ „ Lakonien:	249°:	0.48
„ „ Bengalen:	251°:	0.48
„ „ Panama:	269°:	0.55
„ „ Messenien:	275°:	0.57
„ „ Carpentaria:	276°:	0.57

4. Sackgolfe, $\beta =$ rund $300°: J = {}^2/_3$:

Golf von Siam:	$\beta = 300°$:	$J = 0.69$
Saronischer Golf:	302°:	0.69

5. Mittelmeerische Golfe, $\beta > 330°: J > 0.80$:

Golf von Mexiko:	$\beta = 337°$:	$J = 0.88$
Finnischer Golf:	339°:	0.88
Golf von Korinth:	359°:	0.999

Diese Methode ist, abgesehen von anderen offenkundigen Schwächen, insofern bedenklich, als man sie praktisch nur auf Meerbusen anwenden kann, die an der Öffnung gegen die freie Meeresfläche keine Inseln haben und deren Figur ohne Gewaltsamkeiten einen Umkreis zuläßt, was keineswegs überall der Fall ist. Busen mit eingestülptem Zugang, wie u. a. der Golf von Volo, gestatten überhaupt keinen Umkreis.

Besseren Erfolg scheint eine genetische Einteilung der Meerbusen zu versprechen; wie bei den Nebenmeeren führt sie zunächst zu den zwei Haupttypen der jungen Niederbruchsbusen und der Ingressions- oder Überspülungsbusen. Die letzteren sind meist kleinere, selten große, stets seichte Meeresteile und dem sogenannten Schelf oder der Kontinentalstufe

zuzurechnen. Solche Schelfbusen sind von erster Ordnung, also an Ozeanküsten: die Golfe von Maine, Laplata, Bahia blanca, San Jorge, San Matias; die Coriscobai, Große Australische Bucht; zweiter Ordnung an Nebenmeeren: die Kleine Syrte, die Golfe von Venedig, Odessa, Iskanderun, und (von besonderer Größe) die Golfe von Siam und Tonkin; ferner die Koreabucht, Schantarbai u. v. a. Wie schon aus diesen Beispielen hervorgeht, können sie die mannigfaltigsten Umrisse annehmen, die weiter zu klassifizieren wohl angängig wäre, aber nicht in unserer Absicht liegt. — Unter den durch Niederbrüche von Sockelteilen der Landmassen entstandenen Einbruchsbusen unterscheidet man leicht die grabenartigen, unter denen der Golf von Aden voransteht; Grabenbusen zweiter Ordnung sind die Baffinbai, die Golfe von Akaba, von Korinth und der Saronische Golf, vielleicht auch der Golf von Tomini auf Celebes. Penck hat sodann als „offene Golfe" solche bezeichnet, die wahrhaft ozeanische (abyssische) Tiefen besitzen und von den Tiefenbecken der Ozeane nicht durch Bodenschwellen getrennt sind. Diese Ausläufer der Tiefsee gegen die Kontinentalränder sind meist wohl als Halbkesselbrüche zu deuten; ich nenne sie, wenn ozeanisch, *parabyssische Busen*, wenn an Nebenmeerbecken, *paraulonische* (von αὐλών, Kesseltal). Beispiele der parabyssischen Busen sind die Golfe von Arabien, Bengalen und Arica; der paraulonischen die Golfe von Genua, Tarent, Salerno, Bonè (Celebes), die Wedabai (Halmahera) u. a. — Außerdem aber gibt es noch Meerbusen, deren seewärts gelegener Boden zwar zur Tiefsee übergeht, denen aber landwärts eine breite Schelfbank angefügt ist; diese, halb durch Ingression, halb durch Niederbruch erzeugten Busen nenne ich Stufenbusen. An den Ozeanrändern sind sie geräumig entwickelt, wie die Biskayabai, die Golfe von Gibraltar, Alaska, Mozambique, Sansibar und Panama beweisen. Nebenmeerische Stufenbusen sind unter anderen der Ligurergolf, die Große Syrte, der Golf von Campeche. Endlich finden sich noch, als eine Abart der Stufenbusen in Nebenmeeren, kleinere in den Rand des Landsockels eingesenkte Busen, deren Boden von der Schelfplatte aus zu einer seewärts immer breiter werdenden Kerbe gegen die Tiefsee hin abfällt. Beispiele für diese Kerbenbusen sind die Hondurasbai, der Messenische und Argolische Golf, auch wohl der Golf von Saros.

Die hier gegebene Aufstellung von Meerbusentypen kann nur als ein erster Versuch gelten, der bei weiterem Fortschreiten der Spezialforschung mannigfache Abänderungen erfahren wird. Vielleicht wird es später auch möglich sein, das Verhalten der Meerbusen zu den Leitlinien der großen kontinentalen Dislokationen klarer zu bestimmen. Da sich nämlich die meisten und namentlich die großen Meerbusen so breit gegen die offene See öffnen, wird der Anschein erweckt, als wären sie weitaus überwiegend zu den längsgestellten zu rechnen. Vielleicht ist dieses Merkmal geeignet, später einmal die Ingressionsbusen weiter einzuteilen, wie das bei den Randmeeren vorher geschehen ist.

8. Die Meeresstraßen.

Die Meeresstraßen sind die Verbindungen zweier Meeresteile zwischen ungefähr parallelen Küsten hindurch; sind sie schmal im Verhältnis zur

Länge, so nennt man sie Meerengen. Seinem Ursprung nach scheint der Ausdruck Meeresstraße auf ihre Verwendung für die Zwecke der Schiffahrt hinzudeuten. Ihre morphologische Untersuchung durch A. Penck[1]) ist sehr lehrreich und ihre Einteilung in den wesentlichen Punkten gewiß zutreffend. Seine sehr berechtigte Klage, daß es noch sehr an Spezialbeschreibungen dieser doch so verbreiteten Gebilde fehle, mag hier wiederholt werden.

Richtig unterscheidet Penck zunächst zwischen Küstenstraßen, die nur eine Kleinform der Küsten oder Inselgruppen bilden und als Fjord-, Ria-, Lagunen-, Vallonenstraßen u. s. w. in der Lehre von den Küsten beschrieben werden, von den eigentlichen Meeresstraßen, die einzelne Meeresteile miteinander oder mit dem Ozean verbinden. So hat schon Varenius[2]) gesagt: *Freta sunt triplicia: vel enim conjungunt Oceanum cum Oceano, vel Oceanum cum sinu, vel sinum cum sinu.* Wir würden heute die ozeanischen Meeresstraßen wieder in zwei Rangstufen zerlegen, nämlich eine erste, wo wirklich ein ganzer Ozean mit dem benachbarten verbunden wird, wie das die Drake- oder Kap-Hornstraße als einziges Beispiel zeigt, wofern man nicht das Tasmanische Randmeer als Baßstraße hierneben stellt, und sodann eine zweite, die die Straßen innerhalb der Ozeanflächen selbst umfaßt, wie die Mozambiquestraße oder auch die Palk-, Cook- und Lemairestraße. Diese vier wären also *intraozeanische* Straßen, die Kap-Hornstraße aber allein eine *interozeanische.* Ganz analog könnte man auch bei den Nebenmeeren verfahren und *intramarine* Straßen in ihrem Inneren, z. B. in den Mittelmeeren, gegenüberstellen den *intermarinen*, die zwei Nebenmeere verbinden. Ein eigentlich morphologischer Unterschied besteht zwischen beiden nicht; doch hat ihre Unterscheidung anthropogeographische Bedeutung.

Nach ihrer Größe und Gestalt sind die Meeresstraßen unendlich wechselvoll abgestuft. Neben schmalen und flachen, wie die Straße von Malaka oder die Tatarische, sogar flußartig gewundenen, wie Bosporus, Dardanellen, der Kleine Belt, gibt es breite und dabei seichte, wie die Straßen von Formosa, Korea, das Kattegat oder die Beringstraße, oder sehr tiefe, wie die Davis-, Hudson-, Mozambique-, Molukken-, Cabot-, Yucatan-, Floridastraße, auch enge und dabei tiefe, wie die von Gibraltar oder Messina, oder ganz kurze, wie zwischen den Inselkränzen der Mittelmeere. Was ihre Bodengestalt betrifft, so ist bemerkenswert, daß die Straßen zwischen tiefen Meeresteilen in der Regel seichter zu sein, oder doch eine submarine Bodenschwelle zu überqueren pflegen, dagegen Straßen der Flachsee oft tiefer sind als die verbundenen Meeresteile, und regelmäßig ist das letztere der Fall, wenn sie von starken Strömungen durchsetzt werden, die in den Engen auskolkend auf den Boden wirken.

Gemäß ihrer Lage zu den großen Dislokationslinien unterscheidet Penck drei Arten: 1. die Längsstraßen zwischen parallel streichenden Erhebungen; sie sind verhältnismäßig selten (Straße von Malaka, Formosa- und Tatarische Straße). 2. Die Querstraßen, die senkrecht zum

---

[1]) Morphologie der Erdoberfl. II, 596—600.

[2]) Geographia generalis 1650, p. 126.

Gebirgsstreichen der getrennten Festlandstücke oder Inseln liegen, wozu wohl die meisten Meeresstraßen gehören; namentlich die Inselbögen der Mittel- und Randmeere liefern uns typische Beispiele, denen dann noch die Querbrüche in den Faltenzügen, wie die von Gibraltar, Tunis und Messina zur Seite treten. 3. Indifferente Meeresstraßen, die unabhängig von den Dislokationslinien des durchbrochenen Landes verlaufen, wie z. B. das Ärmelmeer, oder an der Grenze zweier verschiedener Strukturgebiete liegen, wie die Floridastraße und die Straßen von Otranto, Korea und auch wohl Makassar.

Nach ihrer Entstehung ordnet Penck die Meeresstraßen ebenfalls in drei Haupttypen. 1. Die Senkungsstraßen, entstanden durch Niederbrechen des Landes zwischen zwei Meeresflächen; 2. die Umwallungsstraßen, die sich durch Hebung zweier Stücke des Meeresbodens zu beiden Seiten eines in der Tiefe bleibenden Streifens bilden, und 3. die Untertauchungsstraßen, wo das Festland durch eine allgemeine Krustenbewegung dem Meere einen Durchpaß durch eine Talung gewährt. Da der zweite Typus nur als Kleinform an den vulkanischen und korallinen Küsten zu finden ist, sehen wir hier davon ab und behalten dann, in unserer Ausdrucksweise bleibend, die zwei Haupttypen der Einbruchs- und Ingressionsstraßen. Im Hinblick aber auf einzelne Fälle, wo die erodierenden Kräfte des Meeres selbst eine Straße durch Landengen hindurch geschaffen haben, werden wir noch eine dritte genetische Klasse aufstellen: die Erosionsstraßen. Zu ihnen gehört vor allem die Straße von Dover, die durch Andrang der Sturmfluten von den breiten Trichterbusen des Ärmelmeers und der Hoofden her entstanden ist und durch die starken Gezeitenströme weiter vertieft wird. Wie A. Penck und Charles Darwin ausgeführt haben, sind die erodierenden Kräfte des Meeres überhaupt in den Meeresstraßen sehr verstärkt und darum imstande, eine einmal vorhandene Straße offen zu halten, ja weiter auszugestalten. Große Beispiele, wie die Straße von Dover, stehen allein, aber Kleinformen dieser Art sind nicht weit davon in der Straße zwischen dem Felsen und der Düne von Helgoland, sowie in der Straße zwischen der Insel Wight und dem britischen Festland (Solent und Spithead) zu finden. Die Belte und der Öresund sind zwar als Ingressionsstraßen anzusprechen; sie verdanken aber ihre moderne Gestalt den während der Litorinaphase der Ostsee, also schon vor den Augen der Germanen, hier stark wirksamen Gezeitenströme, worüber bei späterer Gelegenheit ein mehreres zu sagen sein wird.

Die Vorbildung einer zukünftigen Erosionsstraße kann man im innersten Zipfel der Fundybai beobachten, wo der Hub der dortigen Riesengezeiten 15 m übersteigt und jede mit Südweststurm kombinierte Springflut ein Stück der schmalen Landenge von Amherst abträgt. — Auch die Meeresströmungen, die auf Dichteunterschieden des Seewassers der verbundenen Meeresteile beruhen, haben erosive Leistungen in historischen Zeiten vollbracht. Für den Bosporus ergibt sich, wenn wir die von den Alten angegebenen Breiten der engsten Stellen mit dem heutigen Zustande vergleichen, namentlich wenn Herodots Maße der Brücke des Darius richtig sind, daß diese Meerenge in 2400 Jahren stellenweise um ein Drittel an Breite gewachsen ist; jedenfalls sind in der Kaiserzeit vorhandene

Klippen an den Ufern und im Fahrwasser heute verschwunden[1]). Ob dagegen die Dardanellen auch an Breite merklich gewonnen haben, ist bei den noch größeren Divergenzen in der vorliegenden Überlieferung zweifelhaft[2]). Man könnte also wenigstens den Bosporus den Erosionsstraßen näher stellen, als dem Ingressionstypus.

Unter den Einbruchstraßen wird man zweckmäßigerweise solche unterscheiden, die den Hauptdislokationen parallel verlaufen, und andere, die auf Querbrüchen liegen, also Längsbruch- und Querbruchstraßen. Beispiele der ersten Art liefern die meisten steilufrigen, zugleich breiten und tiefen Straßen, wie sie im Parry- und Grönlandgebiet so zahlreich auftreten, daß man mit Herm. Wagner von einem wahren Straßenmeer sprechen kann, auch die Hudson- und Davisstraße gehören dazu; kleinere Abmessungen zeigen Bab el Mandeb und die Straße von Ormuz. Von den Querbruchstraßen sind bereits genannt die von Gibraltar, Tunis, Messina, und auf die zahlreich, fast als herrschende Erscheinung in den Zerrungsbögen der ostasiatischen Randmeere auftretenden Beispiele braucht ebensowenig mehr im einzelnen eingegangen zu werden, wie auf die ähnlichen Gebilde der Sundareihe und der australischen Inseln vom Bismarckarchipel bis zur Cookstraße hin oder die der großen Antillen.

9. Das natürliche System der Meeresräume.

Wir haben im vorhergehenden der Reihe nach die klassifikatorischen Merkmale der selbständigen und unselbständigen Meeresräume und ihrer ubiquitären Randerscheinungen untersucht in der Absicht, danach, soweit es möglich, ein natürliches System der irdischen Meeresräume in wenigstens fragmentarischen Grundlinien zu entwerfen. Die folgende Zusammenstellung beansprucht nur, als eine erste Annäherung an ein künftiges System der Meerestypen zu gelten.

A. Die Hauptgliederungen.

I. Ozeane. Selbständig durch ihre Größe, durch ihren ursprünglichen Salzgehalt, eigenes und kräftiges System von Gezeitenwellen und Meeresströmungen; entstanden als großräumigste und tiefste Einsenkungen der Erdkruste, permanent ungefähr seit dem Mesozoikum.

1. Der Pazifische Ozean.
2. Der Atlantische Ozean.
3. Der Indische Ozean.

II. Nebenmeere. Unselbständig durch ihre geringe Größe, ihr aus zweiter Hand empfangenes und vom Lande her beeinflußtes Seewasser, mit meist vom Ozean entlehnten schwächeren Gezeitenwellen und Meeresströmungen; entstanden durch wenig ausgebreitete und nicht tief in den Festlandsockel eingreifende Senkungen der Erdkruste, ephemer und meist sehr jung, vielfach postglazial.

---

[1]) Philippson, Geogr. Zeitschr. 4, S. 22; Andrussow, Sitzb. Natf. Ges. Dorpat XII, 1900, S. 388 f. und Boïatzis, Leitlinien des Bosporus. (Diss.) Königsberg 1887. Auch schon Strabo I, p. 49 Cas. Auch für die Straße von Messina hat Th. Fischer kürzlich Erweiterung durch Erosion angenommen.

[2]) Limpricht, Die Straße der Dardanellen. (Diss.) Breslau 1892. Die Stellen der alten Literatur s. bei Müller, Geographi Graeci minores I, 55.

A. **Mittelmeere.** Weit in die Festländer sich eindrängende Einbruchsmeere, durch eine oder wenige meist enge Straßen mit den Ozeanen zusammenhängend; stark gegliedert und inselreich; in den Tiefenbecken homothermische Bodenschichten; Salzgehalt am stärksten vom ozeanisch-normalen nach beiden Seiten abweichend; Gezeitenwellen sehr schwach; Meeresströme teils den Ozeanen entlehnt, teils durch abfließendes Landwasser unozeanisch, wenig beständig.

a) **Interkontinentale Mittelmeere.** Zwischen die großen Kontinente eingeschaltete Einbruchsmeere, mit großer Gliederung und zahlreichen Nebenmeeren niedrigerer Ordnung.

1. Das Arktische Mittelmeer. In den Gliederungen herrscht der Typus der Kesselbruchmeere.
2. Das Australasiatische Mittelmeer. In den Gliederungen kommen auch Faltenbruchmeere vor.
3. Das Amerikanische Mittelmeer. In den Gliederungen herrschen Vor- und Rückmeere.
4. Das Romanische Mittelmeer. In den Gliederungen sind Faltenbruch-, Vor- und Rückmeere vertreten.

b) **Intrakontinentale Mittelmeere.** Kleinere, in die Flächen eines Erdteils eingesenkte Ingressions- und Einbruchsmeere mit einem einzigen Zugang zum Ozean, mit maximaler Steigerung aller kontinentalen Einwirkungen auf Wasserstand und Salzgehalt.

α) Seichte Ingressionsmeere höherer Breiten, deren Oberfläche über der ozeanischen liegt und deren Salzgehalt durch Kontinentalwasser stark verdünnt ist; Oberflächenstrom in den Ozean hinaus gerichtet.

1. Das Baltische Mittelmeer oder die Ostsee.
2. Das Hudsonsche Mittelmeer oder Hudsonbai.

β) Einbruchsmeere niederer Breiten mit höchster Konzentration des Salzgehaltes; Oberflächenstrom aus dem Ozean einlaufend.

3. Das Rote Mittelmeer. Ein Grabenmeer.
4. Das Persische Mittelmeer. Ein Vormeer.

B. **Randmeere.** Den Landmassen nur angelagert, vom Ozean nur unvollständig durch Inseln oder Halbinseln abgegliedert. In sich wenig gegliedert und inselarm. Gezeiten durchaus dem Ozean entlehnt, Strömungen teils ebenso, teils kombiniert mit örtlichen zyklonalen Triften, Salzgehalt meist ein wenig unter dem des angrenzenden Ozeans.

a) Längsrandmeere. In ihren Umrissen und Tiefen parallel zu den Hauptdislokationslinien der benachbarten Landmassen, Einbruchs- oder Ingressionsmeere.

1. Das Beringsche Randmeer. Halb Faltenbruch-, halb Ingressionsmeer.
2. Das Ochotskische Randmeer. Faltenbruchmeer.
3. Das Japanische Randmeer. Faltenbruchmeer.
4. Das Ostchinesische Randmeer. Ingressionsmeer mit schmaler Faltenbruchzone.

5. Das Andamanische Randmeer. Rückmeer.
6. Das Kalifornische Randmeer. Vormeer.

b) Querrandmeere. Kleine, zu den Dislokationslinien der benachbarten Landmassen quer gestellte, meist seichte Ingressionsmeere.

1. Das Deutsche Randmeer. Mit seitlicher Grabenbruchsenke.
2. Das Britische Randmeer.
3. Das Laurentische Randmeer.
4. Das Tasmanische Randmeer.

B. Die Nebengliederungen.

III. Meerbusen. Seewärts offene Meeresteile, landwärts durch in hohlem Winkel zusammentreffende Küsten begrenzt; untergeordnete Randgliederungen aller Meeresräume, auch Golfe, Buchten, Baien genannt.

a) Einbruchsbusen. Entstanden durch Niederbrechen einzelner Randteile der Kontinentalsockel.

α) *Parabyssische Busen.* Ausläufer der ozeanischen Tiefseebecken (Golfe von Arabien, Bengalen, Arica u. a.).

β) *Paraulonische Busen.* Ausläufer nebenmeerischer Kesselbrüche (Golfe von Genua, Tarent u. a.).

γ) *Grabenbusen.* In Grabenbrüchen (ozeanisch: Golf von Aden u. a.; nebenmeerisch: Golf von Akaba u. a.).

b) Stufenbusen. Durch Einbrüche und Ingression entstanden. (Ozeanisch: Golf von Alaska u. a.; nebenmeerisch: Ligurer Golf u. a.)

(b[1]) Untertypus: *Kerbenbusen*, mit einem von der Schelfplatte aus seewärts zu stetig breiterer und tieferer Kerbe in die Tiefsee abfallendem Boden (Hondurasbai u. a.).

c) Ingressionsbusen. Durch Krustensenkung ermöglichte Überspülung fertig vorgebildeter Vertiefungen des Kontinentalrandes, fast durchweg auf Schelfflächen, daher auch *Schelfbusen* genannt.

(Ozeanisch: Golf von Maine u. a.; nebenmeerisch: Golf von Odessa, von Martaban, Korea u. a.)

IV. Meeresstraßen. Mehr oder weniger schmale Verbindung zweier Meeresteile zwischen ungefähr parallelen Küsten hindurch.

a) Einbruchstraßen. Durch Niederbrechen einzelner Stücke von Landengen entstanden, meist tief.

α) *Längsbruchstraßen.* Parallel zu den Hauptdislokationslinien des benachbarten Landes (Bab el Mandeb u. a.).

β) *Querbruchstraßen.* In großem Winkel gegen die Hauptdislokationslinien des benachbarten Landes gestellt (Straße von Gibraltar, Cookstraße u. a.)

b) Erosionsstraßen. Entstanden durch marine Erosion in meist wenig tief ausgewaschenen Furchen (Straße von Dover).

c) Ingressionsstraßen. Durch eine Senkung der Erdkruste vom Meer überspülte Furchen in Landengen.

(Die meisten Straßen der flachen Meeresteile, wie unter anderen Beringstraße, Formosa-, Torresstraße; tiefer in den arktischen Fjordgebieten, wie Matotschkin Scharr u. a.)

IV. Die Meeresoberfläche.

Nur wenn die Erdoberfläche gänzlich von Wasser bedeckt wäre und ihre alle Temperaturunterschiede fehlten, würde sie ein vollkommenes Rotationsellipsoid bilden, wobei alle Meridiane als durchaus einander gleiche Ellipsen und alle Parallelkreise als vollkommene und konzentrische Kreise auftreten müßten. Irgendwo aufgehängte Lote würden stets senkrecht zur Meeresoberfläche stehen und zugleich überall mit der Richtung des Krümmungsradius zusammenfallen. Für die Figur einer so gleichmäßig von Wasser umschlossenen Erde wäre also im wesentlichen das örtliche Verhältnis der Fliehkraft zur Intensität der Schwere maßgebend. Wenn aber Festland die Meeresdecke durchbricht, in der Weise, wie wir es in Wirklichkeit vor uns haben, tritt eine gegenseitige Anziehung der verschiedenen Massen des Festen und Flüssigen auf, die in tangentialer Richtung auf die aufgehängt gedachten Lote wirkt. Dabei kann die Meeresoberfläche kein vollkommenes Rotationsellipsoid bleiben, und die angegebenen Eigenschaften der Meridiane, Parallelen und Lotrichtungen gehen verloren. Denn da ein gleiches Volum von Land rund 2.6mal schwerer ist als von Meer, müssen die Lotrichtungen auf das Land hin abweichen, und so wird die Meeresoberfläche, immer senkrecht zum Lot bleibend, eine neue unregelmäßige Niveaufläche bilden. Diese wird das *Geoid* genannt; sie muß inmitten der Ozeane eingesenkt sein, sich aber gegen das Land hin erheben und zwar um so höher, je größer und dichter etwa die Landmassen an ihrer Seite sind. Die Erhebung dieser Geoidfläche gegen die Küste hin nennt man auch wohl Kontinentalwelle.

Im ganzen wird also der Verlauf des Meeresniveaus nicht nur entlang den Festlandküsten sehr unregelmäßig werden, sondern auch in der offenen See müßte jeder Senkung des Meeresbodens auch eine Senkung der Meeresoberfläche darüber entsprechen. Es gibt nun Hilfsmittel, um diese Unebenheiten zu messen, oder man kann sie auch angenähert berechnen. Zum letzteren Zwecke gab man den Kontinentalmassen eine möglichst vereinfachte Gestalt, sei es die von Kugelzweiecken zwischen zwei Meridianen von Pol zu Pol reichend, oder die von abgestumpften flachen Kegeln an der Stelle der vorhandenen Erdteile; aber da heute den Ergebnissen nur noch eine rechnungsmäßige Bedeutung zuerkannt wird, lohnt es nicht, hier näher darauf einzugehen. Zur Messung bedient man sich des Sekundenpendels, das, auf demselben Parallel um die Erde getragen, an den Küsten weiter vom Erdmittelpunkt entfernt sein, also langsamer schwingen muß, als inmitten der Ozeane, wo es durch die geforderte allgemeine Senkung des Meeresspiegels dem Erdmittelpunkt näher ist. Nennt man die Abweichung der Schwingungszahl des Sekundenpendels von der normalen, aus der Erdfigur für die betreffende geographische Breite berechneten, für einen Tag Δn, so glaubte man früher die vertikale Erhebung oder Einsenkung der Niveaufläche über oder unter das normale Ellipsoid sehr nahe gleich dem 119fachen Betrage von Δn in Metern setzen zu können. Wenn

also die Zahl der Schwingungen auf den Bonininseln südlich von Japan täglich um 11.83^s zu groß, in Maranham an der Nordküste Brasiliens um 5.12^s zu klein war, so erhielt man im ersten Falle eine Depression von — 1407 m, im zweiten eine Erhebung von + 609 m im Vergleich zum Normalniveau, und man mutmaßte, auf ähnliche Berechnungen gestützt, insgesamt Höhen der Kontinentalwelle von 2 km[1]). Es ist das Verdienst von F. G. Helmert, gezeigt zu haben, daß diese Berechnungen auf unrichtigen Formelansätzen beruhen, aber auch sonst von nicht einwandfreien Voraussetzungen ausgehen. Indem er die Methoden fortschreitend verbesserte, ist er nach Prüfung aller in Betracht kommenden Beobachtungen der örtlichen Schwere zu dem Ergebnis gelangt, daß alle Unebenheiten des Geoids insgesamt den Betrag von 200 m nicht übersteigen dürften[2]). Indem man mit den modernen Sterneckschen Halbsekundenpendeln die Intensität der Schwerkraft leichter und ebenso genau wie früher bestimmen lernte, konnte man im Bereiche der umfassenden europäischen, indischen und amerikanischen Erdmessung nachweisen, daß die Massen innerhalb der Kontinente nicht von der einheitlichen Dichtigkeit (2.6, oder nach anderen 2.8) sind, wie man vorher gemeint, sondern daß sie im Bereiche der Erdkruste ganz ungleichmäßig angeordnet sind. Namentlich unter den Hochgebirgen sind überall Massendefekte vorhanden, so daß das Lot nicht so weit abgelenkt wird, wie aus dem sichtbaren Volum zu erwarten wäre, während auf der anderen Seite der Boden der Ozeane durch einen darunter wirksamen Massenzuwachs die seitliche Anziehung der Festländer vollends kompensiert. Indem Helmert annimmt, daß der allgemeine Massendefekt unter den Kontinenten bis 40 km unter dem Meeresspiegel hinab reiche, hält er einen Unterschied von 0.2 in der mittleren Dichtigkeit der festländischen und ozeanischen Erdkruste für hinreichend, um alle vorhandenen geringen Unregelmäßigkeiten zu erklären.

Diese Ansichten über die Gestalt der Meeresoberfläche sind auch durch Beobachtungen selbst bestätigt worden. Es ist in den letzten Jahren mehrfach gelungen, die Intensität der Schwere auch auf dem Meere zu messen. Leutnant Scott Hansen hat als Begleiter Nansens auf der berühmten Polarfahrt 1894 und 1895 auf und neben dem festgefrorenen Fram über Meerestiefen von 3000 m ein Sternecksches Pendel schwingen lassen und nur unwesentliche Abweichungen der Schwingungszahlen von den vorher für ein normales Ellipsoid berechneten gefunden. O. E. Schiötz, der diese Messungen bearbeitet hat, erklärte es für unwahrscheinlich, daß diese gute Übereinstimmung nur eine Besonderheit des Nordpolarbeckens sei, und nahm an, sie werde auch für die großen Ozeane gelten. Dies ist in der Tat inzwischen durch eine Untersuchungsfahrt von Dr. O. Hecker[3]) von Hamburg nach dem Laplata im Sommer 1901 bestätigt

---

[1]) Listing, Nachr. Kgl. Ges. d. Wiss., Göttingen 1877, S. 800.

[2]) Math. u. Phys. Theorien der höheren Geodäsie II, 365. Verh. d. 7. internat. Geogr.-Kongresses, Berlin 1899, II, 14. Sitz.-Ber. Akad. d. Wiss., Berlin 1901, 1, 328. — Vergl. auch Messerschmitt, Ann. d. Hydr. 1900, S. 600.

[3]) Veröff. d. Kgl. Preuß. Geodät. Instituts, N. F. Nr. 11, Berlin 1903. Inzwischen hat Hecker auch Reisen durch den Pazifischen und Indischen Ozean zu gleichem Zwecke und mit gleichem Ergebnis vollendet.

worden, indem er die Stände von Quecksilberbarometern mit sehr fein gearbeiteten Siedethermometern verglich und auf dem tiefen Wasser des Atlantischen Ozeans zwischen Lissabon und Bahia die Intensität der Schwerkraft nahezu normal fand. Jedenfalls darf man nunmehr darauf vertrauen, daß große Abweichungen auch auf dieser Strecke nicht existieren.

Man könnte das Problem aber auch auf einen allgemein geophysischen Standpunkt stellen. Ist nämlich die Annahme richtig, daß die Ozeane im ganzen als permanent (nach dem Mesozoikum) zu betrachten sind, und die Kontinente ebenso im wesentlichen ihren alten Platz behauptet haben und auf ihm weiter gewachsen sind, indem sie die infolge der Volumverkleinerung des Erdballs zusammengeschobenen Erdrindenteile in sich aufgenommen haben, dann muß man auch schließen, daß die Erdkruste unter dem Meeresboden verhältnismäßig dünn ist, oder, was dasselbe, daß sie den schwereren Kern des Erdinnern nur oberflächlich bedeckt. Aus solcher Auffassung heraus muß sich im Bereiche der landfernen Tiefsee ganz natürlich eine Verstärkung der örtlichen Schwere zeigen, ohne daß sich darum der Meeresspiegel erheblich unter das Normalniveau zu senken brauchte. So wird vollkommen verständlich, daß die echten Inselstationen, d. h. die Stationen auf kleinen Inseln in tiefem Wasser, erheblich zu große Werte für die örtliche Intensität der Schwere ergeben, indem zu der allgemein verstärkten Anziehung des Ozeanbodens noch die des Inselsockels kommt, der meistens aus schweren vulkanischen Gesteinen aufgebaut ist. Es ist hierbei nicht wahrscheinlich, daß die verschiedene Dichtigkeit der Bodenarten, die die Meeresflur bedecken, von merklichem Einfluß wird. Wie später noch zu zeigen ist, scheidet sich der durch die beigemengten Manganknollen (mit einem spez. Gew. von fast 5.0) recht schwere Tiefseeton verhältnismäßig langsam ab, während der leichtere Globigerinenschlamm in um so mächtigeren Lagern auftritt. Zwei Säulen der gesamten Erdrinde von gleicher Basis am Meeresspiegel und gleicher Tiefe von 20 km darunter, dürften, wenn die eine im Bereiche des Tiefseetons, die andere in dem des Globigerinenschlamms vom Meeresspiegel abwärts durch Meer, Sediment und Erdkruste herausgeschnitten wird, doch nahezu das gleiche Gewicht besitzen.

Will man aber eine Permanenz der Ozeane nicht anerkennen, wie das Eduard Sueß[1]) im Hinblick auf die Schicksale des Nordatlantischen und Indischen Ozeans seit der Jurazeit näher ausgeführt hat, so wird man zu der Annahme gezwungen, daß die tief unter den Ozeanen liegenden Rindenteile durch tangentiale Zusammenpressung ihre größere relative Dichte empfangen haben, während die kontinentalen Rindenteile, sowohl durch Zerrungen, wie auch, weil sie in die Höhe geschoben wurden, lockerer im Gefüge geworden sind; die Abstände zweier Erdradien werden nach außen hin immer größer, also vertikale Bewegungen nach der Tiefe hin treffen auf engeren Raum, solche nach der Höhe hin auf einen etwas erweiterten. Die Auffaltungen sind aber das Wirksamere.

Wenn aus der Differenz der anziehenden Massen alles in allem an der Meeresoberfläche noch Unebenheiten von ± 100 m übrig bleiben, so sind die sonst noch störend auftretenden Kräfte von ungleich geringerer Größenordnung: sie halten sich meist innerhalb von wenigen Metern. Wir wollen sie im folgenden der Reihe nach betrachten.

Im allgemeinen ist gleich hervorzuheben, daß es sich dabei sowohl um ständig vorhandene, wie um periodische und unperiodische Einwirkungen handelt.

---

[1]) Das Ausland 1893. S. 769 ff.

Zunächst wird die Sonnenstrahlung überall die wärmeren Meere in einem höheren Niveau halten, als die kälteren. Eine bei späterer Gelegenheit[1]) wiederzugebende Berechnung von Zöppritz läßt zwischen dem Polar- und Tropengebiet einen Niveauunterschied von 6 m annehmen. Meere mit erheblichen Temperaturschwankungen vom Winter zum Sommer werden periodisch ihr Niveau heben und senken. Aber es handelt sich dabei nur um unbedeutende Wirkungen. So schwankt bei unserer Ostsee in dem Gebiete zwischen Rügen und den Finnischen Schären die Temperatur der 50 m mächtigen sogenannten homohalinen Deckschicht vom Winter mit rund 1°, zum August mit 12°, und damit ihre Oberfläche um 3.2 cm.

Niveaustörungen klimatischer Herkunft werden ferner zu stande gebracht durch die verschiedenen Höhen der atmosphärischen Niederschläge, die alsdann nicht nur auf der Meeresoberfläche selbst, was schon sehr wichtig ist, sondern auch im Einzugsgebiet der in das Meer einmündenden Flüsse allgemein und namentlich auch periodisch wirksam werden. In letzterer Beziehung geben die binnenländischen Teile der Nebenmeere gute Beispiele. Im Finnischen Golf bei Kronstadt[2]) hebt sich das Meeresniveau von einem Minimum im März zu einem Maximum im September mit einer Amplitude von 21.8 cm, was der (hier verspätet wirkenden) Periode des Niederschlags im Newagebiet sehr gut entspricht. Für das Schwarze Meer hat Ed. Brückner[3]) gezeigt, wie sich in dem Anschwellen der Wasserstände in der Bucht von Odessa und im Asowschen Meere vom Februar bis zum Mai und Juni um 20 cm das Frühlingshochwasser der südrussischen Flüsse genau widerspiegelt. Hieraus ist zu folgern, daß allgemein an den Küsten gut benetzter Landgebiete das Meeresniveau höher stehen wird, als inmitten des Ozeans, wo nur der örtliche Regenfall allein und kein vom Lande zuströmendes Flußwasser wirksam wird. Indem dieses Landwasser das spezifische Gewicht des Meerwassers an den Küsten mehr oder weniger erniedrigt, wird demnach auch eine Karte der Dichtigkeiten oder des Salzgehalts schon ein angenähertes Bild von den hieraus abzuleitenden Unebenheiten des Meeresspiegels ergeben. Wenn man nach H. Mohns Methode[4]) genauer rechnet, findet man in der Tat Unebenheiten in dieser sogenannten Dichtigkeitsfläche von bemerkenswerter Höhe. Mohn selbst hat gezeigt, daß infolge des aus der Ostsee abfließenden und aus den norwegischen Gebirgen stetig ergänzten, dünnen Wassers das Meeresniveau an der norwegischen Küste des Skagerraks um 60 cm, bei Aalesund um 50, bei Bodö um 30 und am Nordkap noch um 6 cm höher steht, als in der Mitte des Nordmeers zwischen Jan Mayen und den Lofoten. W. Engelhardt[5]) erwies, daß der Spiegel des Finnischen Golfs bei Kronstadt und der des Bottnischen Golfs bei Haparanda um 14 cm höher steht als die Beltsee und 37 cm höher als das Skagerrak, und G. Wegemann[5]), daß die durch Eisschmelze verdünnten

---

[1]) Handb. d. Ozeanogr. Bd. II[1], 287.

[2]) Nach Fuß bei E. Piccard, Beitr. zur phys. Geogr. des Finn. Golfs, Kiel 1903, S. 111.

[3]) Meteor. Zeitschr. 1886, S. 207 und der Naturforscher 1886, S. 101.

[4]) Vergl. Handb. d. Ozeanogr. Bd. II[1], S. 366.

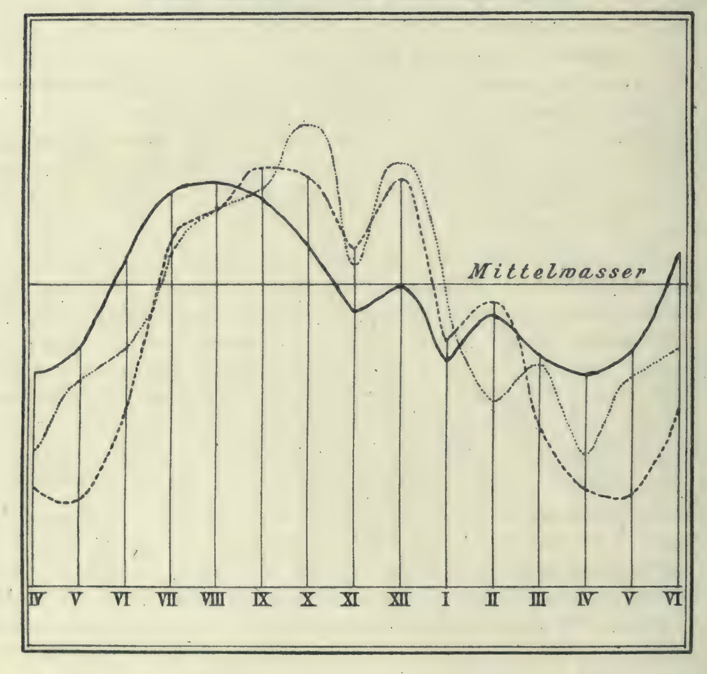
[5]) Aus dem Archiv der Seewarte Bd. XXII, Nr. 6.

Küstengewässer von Westgrönland um 50 cm über dem Meeresspiegel in der Mitte der Davisstraße liegen dürften. Nicht aus Rechnungen, sondern aus neueren Nivellements hat sich ergeben, daß der Wasserspiegel der Ostsee bei Gjedser (Nordseite der Mecklenburger Bucht) um 6.6 cm und bei Kopenhagen um 6.9 cm höher ist als im Kattegat bei Frederikshavn [1]). Anderseits ist anzunehmen, daß wegen der den atmosphärischen Niederschlag merklich übersteigenden Verdunstung der Spiegel des Mittelländischen Meeres niedriger ist, als der des Atlantischen Ozeans, weshalb auch

Fig. 3.

Jährliche Periode des Wasserstandes.

——— *an der deutschen Ostseeküste.*
- - - - - *an der schwedischen Ostseeküste.*
.... *an der niederländischen Nordseeküste.*
Höhenmaßstab = 1/5 der natürlichen Größe.



zur Ausgleichung des Niveauunterschiedes atlantisches Wasser durch die Enge von Gibraltar einströmt, und ähnlich steht es um das Niveau des Roten Meeres. Hierüber ist bei den Meeresströmungen später noch ausführlicher zu sprechen.

Die Niveauschwankungen der Ostsee sind in den letzten Jahren lebhaft erörtert worden und bieten in der Tat ozeanographische Probleme von höchstem Interesse dar. Es sind sowohl die von einem Monat zum anderen in ziemlicher Regelmäßigkeit wechselnden Wasserstände, wie auch die unregelmäßig von Jahr zu Jahr verschieden hohen Mittelwasser ins Auge zu fassen.

[1]) Fr. Paulsen in Met. Zeitschr. 1906, Hannband S. 104.

Die Pegelablesungen an acht Stationen entlang den schwedischen Küsten von Varberg im Kattegat an bis nach Draghällan, am Bottnischen Golf südlich von Sundsvall, für 14 Jahre (1887 bis 1900) sind von P. G. Rosén, und die Angaben der sechs deutschen Stationen Travemünde, Marienleuchte, Wismar, Warnemünde, Arkona, Swinemünde von 1882 bis 1897 sind von A. Westphal diskutiert worden [1]). Ich habe aus den Beobachtungen der 6 deutschen Stationen Mittelstände für die einzelnen Monate berechnet und mit den von Rosén angegebenen Monatsmitteln zusammen in Fig. 3 graphisch dargestellt. Man wird den im ganzen parallelen Verlauf der Niveauschwankung an den schwedischen und den deutschen Küsten daraus entnehmen können. Besonders deutlich stehen sich gegenüber ein Minimum im April—Mai und ein sommerliches Maximum, das sich an der schwedischen Seite zwei Monate später entwickelt, als an der deutschen. Betrachtet man jedoch das Verhalten des Pegels bei Arkona allein, so erscheint für die freie Ostsee eine Kurve, die der schwedischen schon viel ähnlicher ist (vgl. Tabelle auf S. 58). Die Ursachen dieser jährlichen Hauptschwankung sind kaum zweifelhaft: sie beruhen im Frühling auf dem Minimum atmosphärischer Niederschläge bei gleichzeitig häufigeren Ostwinden mit höherem Luftdruck und auf der noch andauernden Eisbedeckung auf den Seen und Flüssen in der Umgebung des Bottnischen Golfs, während im Sommer das Regenmaximum des mittleren und nördlichen Europa mit den nunmehr abfließenden Schmelzwässern des hohen Nordens und den häufigeren Westwinden zusammen wirkt [2]). Am auffälligsten aber verlaufen die Wasserstandskurven im Winter. Statt sich in gleichmäßigem Abfall vom Spätsommermaximum zum Frühlingsminimum zu bewegen, tritt sowohl im Dezember wie im Februar in der ganzen Ostsee je ein sekundäres Maximum auf. Die Dezemberschwellung hat an der schwedischen Küste eine Amplitude von 6—7 cm, an der deutschen von 3½ bis 4 cm; die Februarschwelle ist um ein Viertel kleiner. Die Ursachen dieser beiden Niveaustörungen sind verwickelter Art, aber im wesentlichen meteorologischen Ursprungs, wie namentlich aus Dr. Robert Siegers sorgfältiger Untersuchung hervorgeht. Wollte man sie auf die Weststürme des Winters in der Nordsee zurückführen, die das Wasser im Skagerrak aufstauen müssen, so bliebe doch unerklärt, weshalb diese Anstauung im ebenso stürmischen Januar aussetzt. O. Pettersson weist darauf hin, daß auch an der ganzen norwegischen Küste bis Vardö hinauf und an der niederländischen Küste ähnliche Schwellungen auftreten und er scheint sie bis in das Golfstromgebiet des Atlantischen Ozeans zurück verfolgen zu wollen. Was zunächst die niederländischen Küsten anbelangt, so haben wir kürzlich durch van der Stok [3]) eine Diskussion der Pegelbeobachtungen in Urk, Harlingen und Katwyk für die Jahre 1884—1901 erhalten, aus der ich die mittleren monatlichen Wasserstände für die niederländische Küste berechnet und in die Tabelle (auch in Fig. 3) aufgenommen habe. Hier ist die Sommerflut noch etwas später als an der schwedischen Ostseeküste. Die Dezemberschwellung deckt sich genau mit der gleichzeitig an der schwedischen und deutschen Seite der Ostsee beobachteten. Dagegen bildet die Nordseeküste hier ihre zweite winterliche Schwelle erst im März, nicht im Februar. Nach neueren

[1]) Rosén in Svenska hydrogr. biol. Kommissionens Skrifter I, Stockholm 1902; Westphal in Veröff. d. Geod. Instituts, N. F. Bd. 2, Berlin 1900.

[2]) Nach den 25jährigen Beobachtungen auf den Stationen der Seewarte in Kiel, Wustrow, Swinemünde, Neufahrwasser, Memel sind die Westwinde im Sommer genau doppelt so häufig, wie die Ostwinde; im Frühjahr stehen E : W = 5 : 6; im Jahresmittel wie 3 : 4. — Vergl. Ergebnisse der met. Beob. im System der Seewarte für das Lustrum 1896—1900, Hamburg 1904 und Ann. d. Hydr. 1904, S. 532 f.

[3]) Études dès phénomènes de marée sur les Côtes Néerlandaises I (Kon. Met. Inst. Publ. Nr. 90), Utrecht 1904.

dänischen Beobachtungen ist das auch in Esbjerg noch deutlich. Nun hat Dr. Sieger[1]) gezeigt, daß die tiefer gelegenen schwedischen und finnischen Landseen, ja auch der Ladoga- und Plönersee, ebenfalls unverkennbare Anzeichen der beiden sekundären Winterschwellen aufweisen; nach Homén[2]) waren es gerade diese besonders hoch geratenen Winterfluten, die im Jahre 1898 und noch mehr 1899 die abnorm hohen Wasserstände der finnischen und nordrussischen Seen und die sich daran anschließenden verheerenden Überschwemmungen herbeigeführt haben. Wie es scheint, vereinigen sich gerade am Anfang und dann wieder am Ende des Winters Regenfälle und Tauwetter mit einer recht unergiebigen Verdunstung, um das Niveau der Landseen zu heben, was dann auf die Ostsee zurückwirkt; sie muß aber auch selbst aus gleichen Ursachen ihren Spiegel ein wenig erhöhen. Das Januarminimum weist auf die überwiegend feste Form der Niederschläge während der kältesten Zeit hin. An den niederländischen Küsten aber ist die verspätete Schwelle im März doch wohl in unmittelbaren Zusammenhang zu bringen mit dem im Februar und März höchsten Wasserstande des Rheins, den schon 1838 Heinrich Berghaus in seinem Physikalischen Atlas (Hydrographie Nr. 15) so anschaulich dargestellt hat. Diese Schwelle beruht aber unzweifelhaft auf der allgemeinen Schneeschmelze im mittel- und niederrheinischen Bergland. Wie sehr die meteorologischen Verhältnisse hierfür maßgebend sind, geht auch aus der jährlichen Niveauschwankung im Schwarzen Meer hervor, wo nach Brückner ein sekundäres Maximum im Dezember auch nicht fehlt, neben dem Hauptmaximum im Frühling (Mai—Juni). Die Minima liegen am Ende sowohl des trockenen Sommers im Oktober, wie der Vereisung der Flüsse im Februar, die Herbstregen geben das sekundäre Maximum wie in Finnland. An den Golfstrom wird hier niemand denken. — Deutlicher wird man in allen diesen Fragen sehen, sobald man über die Höhe der Niederschläge und die Intensität der Verdunstung während der verschiedenen Jahreszeiten auch in den heimischen Meeren exakte Beobachtungen angestellt hat. Zur Zeit wissen wir darüber so gut wie nichts

Monatliche Wasserstände über oder unter Mittelwasser (cm)

	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni
Schwedische Küste	— 3.4	— 1.1	— 9.0	— 13.4	— 13.7	— 8.2
Deutsche Küste .	— 4.5	— 2.0	— 4.5	— 5.8	— 4.3	+ 1.7
Arkona allein . .	— 3.1	— 1.1	— 5.9	— 8.8	— 7.9	— 1.3
Niederländ. Küste .	— 1.3	— 6.9	— 5.7	— 10.2	— 6.3	— 4.2

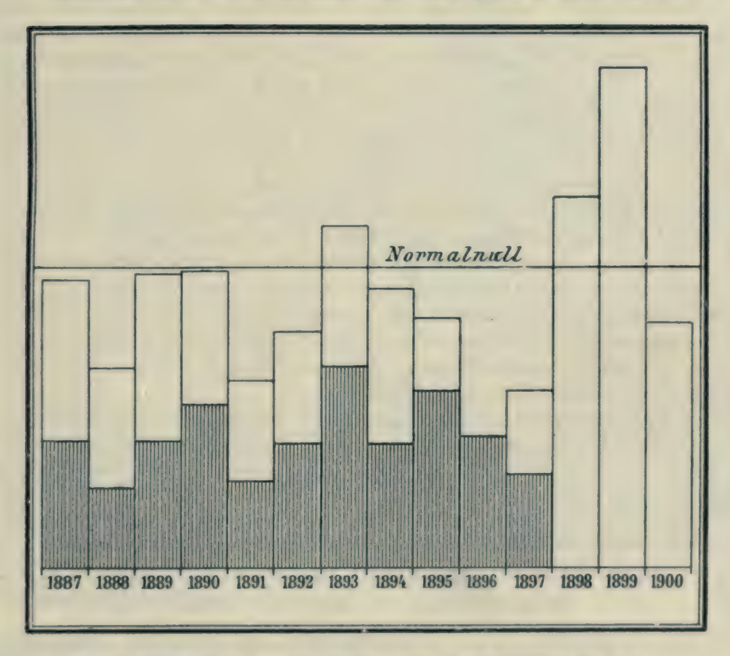
	Juli	August	Septemb.	Oktober	November	Dezember
Schwedische Küste	+ 2.9	+ 4.9	+ 7.6	+ 7.1	+ 3.0	+ 7.0
Deutsche Küste .	+ 6.3	+ 6.7	+ 5.6	+ 2.6	— 1.4	— 0.0
Arkona allein . .	+ 5.0	+ 6.9	+ 6.4	+ 5.4	+ 1.0	+ 3.2
Niederländ. Küste .	+ 2.1	+ 5.1	+ 6.4	+ 10.5	+ 1.0	+ 7.9

[1]) Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin Bd. 28, 1893, S. 401—410.
[2]) Fennia Bd. 19, 1903, Nr. 1 (Amtl. Bericht).

Neben dieser jährlichen Periode im Wasserstande der Ostsee zeigen sich noch unperiodische Schwankungen im Mittelwasser der einzelnen Jahre, und zwar vollziehen sich auch diese im gleichen Sinne an den schwedischen und deutschen Pegeln. Die folgende Tabelle und Fig. 4 enthält nach P. G. Rosén den Stand des Mittelwassers im Durchschnitt der 8 Stationen der schwedischen Ostseeküste und nach A. Westphal von 6 Stationen an der deutschen Ostsee-

Fig. 4.

Mittelwasser der Ostsee für die Jahre 1887-1900.



Die schraffierten Höhen geben das Mittelwasser an der deutschen Küste (6 Stationen), die andern an der schwedischen Küste (8 Stationen.) Maßstab = 1/4 der natürlichen Höhen.

küste, in cm unter Normalnull der betreffenden Landesaufnahme. Nachträglich konnte ich durch das liebenswürdige Entgegenkommen des Herrn Geh. Baurats Franzius die bisher noch nicht veröffentlichten Werte der Mittelwasser von Kiel der Tabelle einfügen.

Mittlerer jährlicher Wasserstand der Ostsee (cm).

	1887	1888	1889	1890	1891	1892	1893
Entlang der schwedischen Küste .	— 0.7	— 5.4	— 0.4	— 0.1	— 6.1	— 3.4	+ 2.1
Entlang der deutschen Küste . .	— 9.2	— 11.6	— 9.2	— 7.2	— 11.3	— 9.3	— 5.2
In Kiel	— 21.4	— 21.2	— 19.9	— 18.5	— 21.6	— 19.0	— 17.9

	1894	1895	1896	1897	1898	1899	1900
Entlang der schwedischen Küste .	— 1.2	— 2.7	— 4.2	— 6.5	+ 3.7	+ 10.5	— 2.9
Entlang der deutschen Küste . .	— 9.4	— 6.6	— 9.0	— 11.0	—	—	—
In Kiel	— 20.7	— 16.9	— 19.5	— 22.0	— 16.3	— 12.2	— 19.5

Daß der Ostseespiegel so hoch im Jahre 1899 anschwoll, hatte eine deutliche meteorologische Ursache in den schon erwähnten Überschwemmungen der finnischen Seengebiete, die sich noch stark in Kiel erkennbar machten. Von 1893 bis 1897 sehen wir den Wasserstand an der schwedischen Küste stetig niedriger werden, so daß er zuletzt um 8.6 cm tiefer liegt als 1893. Die Mittelwasser an den deutschen Küstenstationen bewegen sich ganz parallel mit Ausnahme des Jahres 1894, so daß kaum ein Zweifel besteht, daß wir es mit stoßweise stärkeren oder schwächeren Füllungen des ganzen Ostseebeckens zu tun haben. Zum Teil folgen anscheinend diese Schwellen der Brücknerschen Periode der Klimaschwankungen (so 1893—97), haben sie also ihre Ursachen im Einzugsgebiete des Ostseebeckens[1]) selbst oder sozusagen im Rücken; zum Teil aber geschehen auch ganz unregelmäßige Pulsationen, die wieder bis an die norwegischen Küsten hinaus zu verfolgen sind, und deren Ursachen sozusagen v o r der Ostsee liegen. Aber welcher Art diese Ursachen sind, bleibt zur Zeit noch in Dunkel gehüllt. —

Es ist hier der Ort, noch kurz der großen periodischen Schwankungen des irdischen Meeresniveaus zu gedenken, die H. W. Pearson[2]) aufgefunden haben will. Nach seiner Auffassung hat jede Hemisphäre abwechselnd hohe und niedrige Wasserstände entlang ihren Küsten, und zwar soll die Amplitude in den britischen Gewässern 4 bis 5 m und die Periode rund 600 Jahre betragen. Die Jahre der Hoch- und Tiefstände verlegt er wie folgt:

Hoch:	250 a. C.	—	350 p. C.	—	875	—	1475	—	(2100)
Tief:	—	80 p. C.	—	600	—	1150	—	1800	—

Er will die Überflutungen der Nordseeküsten am Ende des Mittelalters auf diese große periodische Umsetzung der Meere zurückführen und ihre Wiederholung für das Jahr 2100 in Aussicht stellen; was abzuwarten bleibt.

Außer durch wechselnde Intensität der Verdunstung und der Niederschläge wirkt die irdische Atmosphäre auch durch den wechselnden Druck auf das Niveau des unter ihr liegenden Meeres ein und zwar in der Weise, daß jede örtliche Schwankung des Barometerstandes mit dem 13fachen Betrage, aber mit entgegengesetztem Vorzeichen, von den Pegeln registriert wird. Wenn das spezifische Gewicht des Seewassers im Küstengebiet durchschnittlich 1.028 gesetzt wird, so ist der Faktor, mit dem die Barometerschwankungen widergespiegelt werden, gleich 13.6 : 1.028, also genauer = 13.22.

Als der berühmte Polarfahrer Sir James C. Ross[3]) bei seiner Überwinterung in Port Leopold (74° N. B., 91° W. L.) im November 1848 stündliche Ab-

[1]) Vergl. Rob. S i e g e r a. a. O.
[2]) Geol. Magazine VIII, 1901.
[3]) Philos. Transact. 1854, S. 285. — Vergl. auch Siegm. G ü n t h e r, in G e r l a n d s Beitr. zur Geophysik Bd. 2, 1895, S. 128 f.

lesungen des Barometerstandes und der gleichzeitigen Wassertiefe ausführte, fand er als mittlere Extreme für das Barometer 767.75 und 750.79 mm und als korrespondierende Wassertiefen 6309 und 6538 mm. Hier berechnet sich der Reduktionsfaktor zu — 13.5; während vorher Caussy für französische und Sir John Lubbock für britische Häfen ihn viel kleiner (= 10 bis 12) und später Fuß für Kronstadt viel größer (= 18) bestimmten: in allen Fällen hat man es offenbar daneben noch mit schwer zu eliminierenden Wirkungen des Windstaus, von denen gleich die Rede sein wird, zu tun. — Umgekehrt kann man auch berechnen, welchen Anteil die von Monat zu Monat verschiedenen Barometerstände an den Wasserschwellungen der Ostsee haben. Mit dem Faktor 13 rechnend, findet man, daß, wenn der Luftdruck das ganze Jahr gleich bliebe, das Septembermaximum um 1 cm höher, das Märzminimum noch um 2.3 cm tiefer wäre, sich im übrigen aber nichts wesentlich änderte.

Jedenfalls können wir den Ozean als ein ungeheures Wasserbarometer betrachten, das sich auch den ständig vorhandenen Luftdruckdifferenzen gemäß einstellt. Unter dem Rossbreitenmaximum südlich von den Azoren ist im Januar der Luftdruck um 22 mm höher als in der Irmingersee, also hier das Niveau um fast 30 cm höher als bei den Azoren, und wenn in den Monsungebieten das Barometer vom Juli bis zum Januar um 10 mm und mehr steigt, muß gleichzeitig das Meeresniveau um 14 cm und mehr fallen.

Weiterhin sind noch die W i n d e zu nennen, die, wenn sie von der Küste hinweg wehen oder sonst ablandige Komponenten haben, das Meeresniveau erniedrigen, mit auflandigen Komponenten es erhöhen. An späterer Stelle[1]) werden die Folgen dieser Stauwirkung ausführlich behandelt, da sie vertikale Zirkulationen im Wasser einleiten. Wir müssen beispielsweise, da an unserer deutschen Ostseeküste die westlichen Winde um ein Drittel länger wehen als die östlichen[2]), den Meeresspiegel von Alsen nach Memel allgemein ansteigen sehen; folgende noch sehr kurze Beobachtungsreihe mit ihren auf Normalnull der deutschen Landesaufnahme bezogenen mittleren Wasserständen läßt in der Tat ein solches Gefälle, wenn auch nur schwach hervortreten[3]).

1. Kiel (1887—1903)		— 0.1842 m			
2. Marienleuchte (1882—97)		— 0.1264 m			
3. Travemünde	„	— 0.1202 m	oder	(1855—97)	— 0.1387 m
4. Wismar	„	— 0.1252 m	„	(1849—97)	— 0.1230 m
5. Warnemünde	„	— 0.1116 m	„	(1856—97)	— 0.1068 m
6. Arkona	„	— 0.0470 m			
7. Swinemünde	„	— 0.0670 m	„	(1811—97)	— 0.0655 m
8. Kolbergermünde				(1816—97)	— 0.0580 m

Hiernach würde zwischen Kiel und Arkona der Ostseespiegel um 13.7 cm ansteigen, wobei auch die Dichtigkeitsfläche mit beteiligt ist[4]); entlang den übrigen Küstenstrecken würde diese allein für den Niveauunterschied entscheidend sein.

---

[1]) Handb. d. Ozeanogr. II[1], S. 300.

[2]) Siehe Anmerkung 2 auf S. 57.

[3]) W e s t p h a l a. a. O. S. 139. Für Kiel berechnet nach den bereits S. 59 erwähnten Originalzahlen des Herrn Geh. Rats F r a n z i u s.

[4]) Nach Dr. E n g e l h a r d t a. a. O. liegt bei Arkona der Ostseespiegel zwischen 5 und 9 cm über dem Fehmarnbelt.

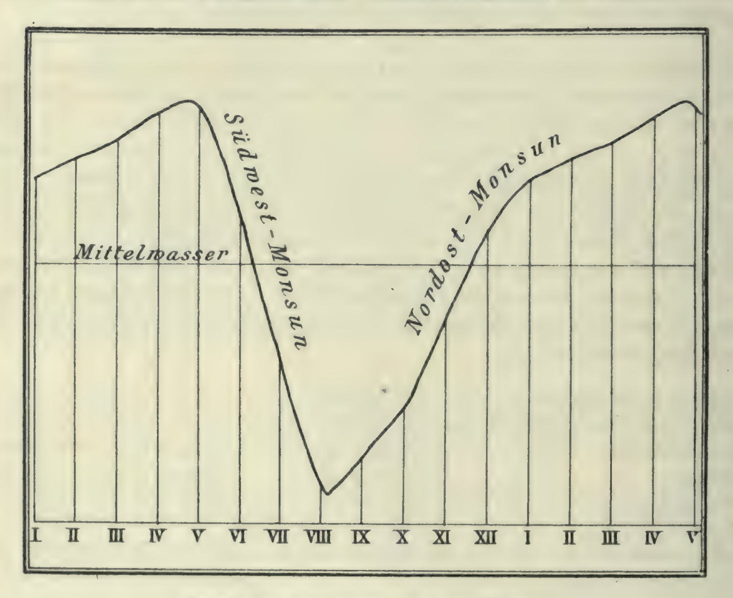
Besonders belehrend sind die Niveauschwankungen in den Monsungebieten, die im Sommerhalbjahr auflandige, im Winterhalbjahr ablandige Winde haben. Ich gebe im folgenden die monatlichen Wasserstände für Aden nach 15jährigen Mitteln[1]) (1879—93). Aden zeigt diese Stauwirkungen fast ganz ungestört durch die atmosphärischen Niederschläge. Die Zahlen sind

Januar	+ 57 mm	Juli	— 64 mm
Februar	+ 70 mm	August	— 137 mm
März	+ 81 mm	September	— 126 mm
April	+ 100 mm	Oktober	— 95 mm
Mai	+ 104 mm	November	— 39 mm
Juni	+ 32 mm	Dezember	+ 22 mm

mm über oder unter Mittelwasser; Fig. 5 zeigt sie in anschaulicher Kurve. Man erkennt, wie vom Ende April ab der Südwestmonsun das Wasser heraustreibt, bis im August und September der niedrigste Wasserstand erreicht ist.

Fig. 5.

Jährliche Periode des Wasserstandes in Aden.



Maßstab ⅕ der natürlichen Höhen.

Darauf beginnt der Monsun an Kraft nachzulassen und dementsprechend das Wasser zurückzuschwingen, bis dann auch der Nordostmonsun einsetzt und das Wasser im Golf von Aden aufstaut. Es ist bekannt, daß auch der Spiegel des Roten Meeres allgemein im Sommer um 0.6 m niedriger steht als im Winter. Da im Golf von Aden das Barometer vom Juli bis zum Januar um 10 mm steigt (nach Buchans Tabellen im Challengerwerk von 751 auf 761 mm), müßte gleichzeitig der Wasserspiegel im Juli um 13 cm höher sein als im Januar: er ist aber tatsächlich im Gegenteil dann um 12 cm niedriger

[1]) Berechnet nach Verh. der 12. allg. Konf. der intern. Erdmessung 1898 in Stuttgart, S. 379. Auch für das Folgende ist dieser Band häufig benutzt.

als im Januar und er wäre, wenn der Luftdruck im ganzen Jahre sich gleich bliebe, noch um 13 cm, also im ganzen 25 cm niedriger.

Vorübergehende Anschwellungen werden durch Stürme bei den Sturmfluten an den Küsten, oder bei den tropischen Orkanzyklonen durch die spiralige Konvergenz der Windbahnen, hervorgerufen. So stieg bei der großen Sturmflut in der Ostsee vom 12. bis 14. November 1872 das Wasser an den mecklenburgischen und holsteinischen Küsten um 3 bis 3½ m über den mittleren Stand. Bei den Sturmfluten der Nordsee, wo sich Nordweststürme mit Springfluten vereinigen und das Wasser in die deutsche Bucht hineindrängen, erhebt sich hier der Meeresspiegel 4, ja seltener bis 6 m über den mittleren Stand (so am 3. und 4. Februar 1825). Die uhrglasförmige Aufwölbung unter einer tropischen Orkanzyklone überschreitet meist 3 m, und wo die Orkanwelle auf flaches Küstengebiet übertritt, kann sie bis 6, ja 14 m aufbranden, wie während der sogenannten Backergunge-Zyklone im Delta des Ganges am 1. November 1876.

Endlich wirken noch die Meeresströmungen auf den Meeresspiegel deformierend ein. Da alle Bewegungen auf der Erdoberfläche durch die Umdrehung der Erde um ihre Achse in den nördlichen Breiten nach rechts, in den südlichen nach links gedrängt und überdies alle Strombewegungen im Meere seitlich durch die Küsten in ihrem Laufe beengt werden, kommt es zu einer allgemeinen Erhebung des Meeresniveaus auf der nördlichen Hemisphäre an der Küste zur Rechten des Stroms, auf der südlichen zur Linken. Henrik Mohn hat auch diese Wirkungen der Rechnung unterzogen, indem er zunächst die Triftströme des europäischen Nordmeers aus den vorherrschenden Winden ableitete und sodann ihre seitlichen Anstauungen berechnete: er erhielt dann eine sogenannte Windfläche, die entlang der ganzen norwegischen Küste 80 cm höher liegt, als die Mitte des Nordmeers zwischen Jan Mayen und den Lofoten. Da aber, wie wir schon sahen, die Unterschiede in der Dichtigkeit des Seewassers ebenfalls Unebenheiten des Meeresspiegels hervorrufen, die sich in Form von Strömungen auszugleichen streben, so werden die beobachteten Meeresströmungen aus beiden Quellen, aus Dichtedifferenzen und Triftimpulsen, zugleich entspringen; aber jede auftretende Strombewegung muß seitlich abgelenkt werden. So entsteht eine neue Fläche, die Mohn als Stromfläche bezeichnet und die er ebenfalls auf einer Karte des europäischen Nordmeeres dargestellt hat. Daraus ergibt sich, daß entlang der norwegischen Küste die Oberfläche des Meeres bei Lindesnäs um 140 cm, vor dem Drontheimfjord 120, vor Bodö 100, und am Nordkap 80 cm höher liegt, als der Meeresspiegel in der Mitte des Nordmeers zwischen Jan Mayen und den Lofoten. G. Wegemann hat gefunden, daß der Ostgrönlandstrom das Niveau zu seiner Rechten um 70 cm über das der Irmingersee hebe. Diese Wirkungen sind also schon von merklicher Größe; jedoch kommen sie nur bei einem Vergleiche zwischen den Gebieten der hohen See gegenüber den Küstengewässern in Betracht, während an den verschiedenen Punkten derselben Küste die Niveauunterschiede erheblich geringer sind. So liegt nach Mohn die Stromfläche bei Lindesnäs nur 60 cm höher als am Nordkap, bei einem Abstand beider Vorgebirge von 1700 km. —

Nach diesem Überblick über alle in Betracht kommenden Ursachen für Störungen des Meeresniveaus dürfen wir uns nicht verwundern, wenn die modernen Präzisionsnivellements entlang den Festlandküsten oder

von einer Küste zur anderen nur sehr geringe Niveauunterschiede auffinden konnten: die erhaltenen übersteigen einen halben Meter nicht. Seitdem Charles Lallemand seinen Mittelwasserpegel *(Medimarémètre)* als bequemstes Hilfsmittel erdacht hat, vermag man in verhältnismäßig kurzer Zeit gute Angaben über den mittleren Stand des Meeresspiegels zu erhalten.

Das Instrument besteht aus einer in den Wasserschacht der Gezeitenpegel eingesetzen Röhre, die an ihrem unteren Ende einen Einsatz von porösem Porzellan hat. Hierdurch wird die halbtägige Flutwelle so stark gedämpft, daß eine täglich einmalige Messung des Wasserstands in dieser Röhre schon eine sehr zuverlässige Angabe des Tagesmittelwassers liefert (vgl. Comptes rendus Ac. Paris tome 106, 1887, p. 1526 und 1637).

Die Messungen an der französischen Küste ergaben[1]), daß, mit dem Meeresspiegel bei Marseille verglichen, das Niveau des Ärmelmeers bei Cherbourg (nach 10jähriger Reihe) um 16 cm tiefer liegt, ebenso auch das Niveau an der ozeanischen Küste bei Les Sables d'Olonne 5 cm tiefer, während es sich im inneren Zipfel des Biskayagolfs bei La Pallice um 9 cm, bei Biarritz um 20 cm, bei St. Jean de Luz um 15 cm darüber erhebt. Die Unterschiede an der französischen Mittelmeerküste selbst sind ganz unbedeutend, wobei die Mittelwasser der 13 Jahre an demselben Orte nirgends mehr als $\pm$ 1 cm schwanken. Man hat darin einen entscheidenden Beweis gegen die alte Annahme gefunden, daß der Spiegel des Mittelländischen Meeres niedriger liege als der des Ozeans; meiner Meinung nach mit Unrecht. Man übersieht denn doch, daß sich infolge der allgemeinen Verdünnung des Küstenwassers die Dichtigkeitsfläche im Bereiche des Ligurischen Golfes merklich über die landfernen Teile des Mittelmeers erheben muß. Man hat es hier doch nicht bloß mit einem geodätischen Problem zu tun, sondern vor allem auch mit einem ozeanographischen, und darf nicht vergessen, daß der Ozean nicht durchweg mit einer homogenen Masse gefüllt ist. Ebenso liegt die Sache, wenn nach den Nivellements der Geodäten der nördliche Teil der Adria höchstens um 15 cm tiefer liegen soll, als der Spiegel der Nordsee: denn auch im Golfe von Venedig erhebt sich die Dichtigkeitsfläche von der See auf die Küste hin. An den regenarmen Küsten von Alicante hat doch das spanische Präzisionsnivellement (1888) ergeben, daß der Meeresspiegel dort um 38 cm unter dem bei Cadiz und 61 unter dem von Santander liegt. Mögen diese Zahlen auch noch einer nachträglichen Korrektur unterworfen werden; der Spiegel des landfernen Mittelländischen Meeres selbst liegt sicherlich tiefer als der des Atlantischen Ozeans. Neue russische Nivellements haben bestätigt, daß die Oberfläche des Finnischen Golfs von Kronstadt nach Reval hin ein Gefälle hat, wenn es auch nicht den früher angenommenen Wert von 55 cm, sondern nur 12 cm erreicht. Nach Rosén zeigen die Nivellements vom Skagerrak quer durch Schweden, daß der Ostseespiegel im ganzen etwa 15 cm höher liegt. Um auch transatlantische Beispiele beizubringen, fand sich nach den neuesten Nivellements durch das Gebiet der Vereinigten Staaten von Neuyork über St. Louis nach Biloxi (88° 50′ W. L) am Golf von Mexiko, daß hier die Fläche des Golfs

[1]) Verh. der 13. allg. Konf. der internat. Erdmessung in Paris 1900, S. 198.

in der Tat „etwas höher“ liegt[1]) als das atlantische Niveau bei Neuyork, und derselbe Charakter der Niveaudifferenz wurde durch dreimal wiederholte Nivellements quer über die Halbinsel Florida bestätigt. Dagegen hat die Verknüpfung dieses Präzisionsnivellements mit dem vom Pazifischen Ozean bei Seattle ausgegangenen einen Schlußfehler von nur 187 mm ergeben, den E. Hammer im Hinblick auf die lange Strecke (von 7400 km quer über das amerikanische Festland hinüber) für innerhalb der Beobachtungsfehler liegend erachtet[2]). An den indischen Küsten wollte einst Pratt ein kolossales Gefälle des Meeresspiegels von Karachi nach Kap Comorin hin von nicht weniger als 200 Meter annehmen. Die modernen Nivellements haben erwiesen, daß, mit Karachi verglichen, Bombay etwa 5 cm tiefer, aber Beypore 26 cm und Tuticorin 28 cm höher liegen, während ebenso am Golf von Bengalen Madras 47, Vizagapatam 55 und False Point an der Mündung des Mahanadi 52 cm über dem Niveau von Karachi liegen, wobei die Messungen um $\pm$ 5 cm unsicher sind. Alle diese Nivellements bezeugen nur, daß die großen Unebenheiten der eigentlich ozeanischen Meeresoberfläche an den Küsten eben nicht nachweisbar sind: man wird sie nur auf hoher See, vielleicht schon durch verschärfte Messung der Intensität der Schwere an Bord, wahrnehmen können. Deshalb sind Expeditionen, wie sie Dr. O. Hecker unternommen hat, auch für die anderen Ozeane dringend erwünscht; zumal, wenn dabei das Augenmerk besonders auf die inselfreien Räume des Nordpazifischen Ozeans gerichtet wird, denn die von Dr. Hecker überquerten Strecken des äquatorialen Atlantischen Ozeans stehen im Verdacht, noch in neuster Zeit erhebliche Dislokationen ihres Meeresbodens erlitten zu haben. —

Unter den alten Geographen war es besonders Eratosthenes, der erhebliche und dauernde Ungleichheiten im Niveaustande einzelner Meeresteile für möglich hielt, wogegen sich schon Archimedes gewandt hat (Strabo 1, p. 55 Cas.). Diese Auffassung war von entscheidendem Einfluß, als es sich um Kanalprojekte zwischen dem Golf von Ägina und dem von Korinth handelte: der Kanalbau unterblieb, da die Architekten behaupteten, der korinthische Spiegel sei höher als der saronische (Strabo II, p. 54 Cas.). Derselbe Einwand brachte zweimal das Projekt eines antiken Suezkanals zu Falle, da man gefunden haben wollte, das Rote Meer stehe um 3 Ellen höher als das Mittelmeer[3]). Natürlich haben die dem Bau des Suezkanals vorangegangenen Messungen und die nach der Vollendung gemachten Erfahrungen keinerlei ständigen Niveauunterschied ergeben[4]). Derselbe Wahn hat auch das Projekt eines Panamakanals lange Zeit gefährdet, und noch Alexander v. Humboldt hatte, indem er seine Luftdruckbeobachtungen zu Cumaná, Cartagena und Veracruz mit denen in Acapulco und Callao verglich, den ihn selbst nicht befriedigenden Schluß gezogen, daß der Spiegel des Golfs von Mexiko 3 m über dem pazifischen liege. Er veranlaßte den General Bolivar in den Jahren 1828 und 1829 ein Nivellement über die Landenge zwischen Panama und Chagres ausführen zu lassen, wobei nun-

[1]) So unbestimmt lautet der letzte amtliche Bericht in Verh. der 12. allg. Konf. der internat. Erdmessung 1898 in Stuttgart, S. 438. **Hilgard** gab auf der Versammlung der British Association in Montreal 1883 noch die Niveaudifferenz von 40 inches = rund 1 m an.

[2]) Petermanns Mitt. 1905, S. 189.

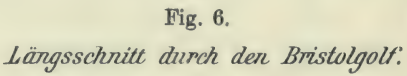
[3]) Unter Sesostris und Darius Hystaspis; Aristot. Meteor. I, 14, 27; Strabo 17, p. 804 Cas. vergl. 1, p. 38 Cas. — Plin. HN. 6, 33, 165.

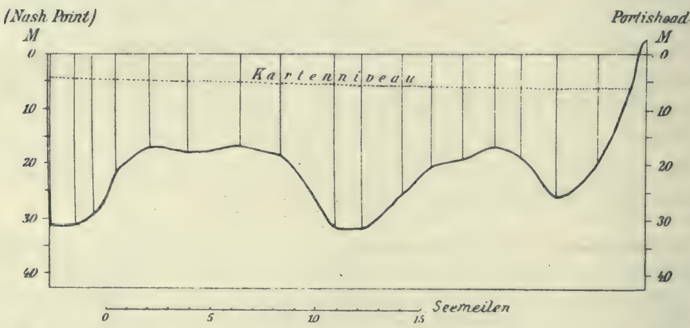
[4]) General **Walker**, Proc. R. Geogr. Soc. 1886, p. 397.

mehr der Pazifische Ozean das höhere Niveau zeigte (um 107 cm über dem Atlantischen); erst Commander Lull bei seinen Vermessungen für den interozeanischen Kanal durch Nicaragua (1878) beseitigte alle diese Vorstellungen und zeigte, daß für alle praktischen Zwecke der Niveauunterschied zwischen dem Atlantischen und Pazifischen Ozean zu vernachlässigen ist. — Dagegen hatte schon Aristoteles (de Coelo 2, 4, 10) aus der allgemein sphärischen Bildung der Meeresoberfläche das gleiche Niveau aller Meere abgeleitet.

Eine letzte Quelle für Niveaustörungen der Meeresoberfläche tritt immer periodisch auf und hinterläßt keine dauernden Deformationen[1]): das sind die Gezeiten, die ihre Flutwellen durch die Meere dahin wandern lassen. Auf dieses große tellurisch-kosmische Phänomen wird an anderer Stelle näher eingegangen werden, wenn wir es hier überhaupt erwähnen, so geschieht es aus zweifachem Anlaß. Die zum Studium der Ebbe und Flut erdachten Wasserstandzeiger dienen auch dazu, die Lage des Mittel-

Fig. 6.





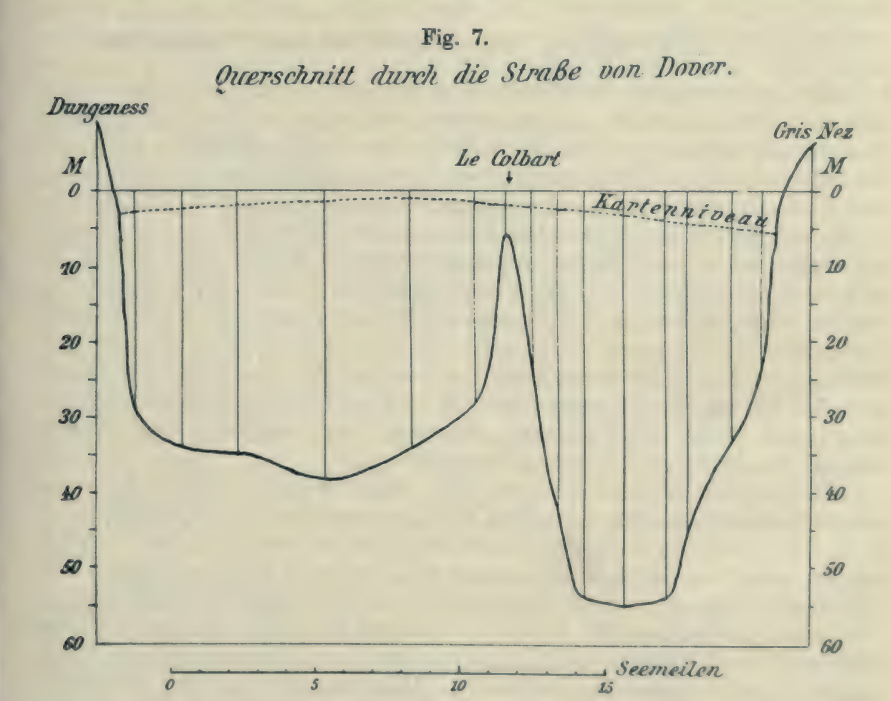
wassers festzustellen und so die vorher behandelten periodischen und unperiodischen Niveaustörungen an den Küsten aufzuzeichnen. Außerdem aber beeinflussen die Gezeiten den Wert der im Küstengebiet ausgeführten Lotungen und damit die Präzision unserer Vorstellung von den Tiefenverhältnissen der von ihnen bewegten flacheren Meeresteile in einem, wie mir scheint, bei den Geographen bisher zu wenig gewürdigten Maße. Die auf den Küstenkarten eingetragenen Tiefenzahlen werden nämlich nicht vom Mittelwasser ab gerechnet, sondern von einem sogenannten Kartenniveau, das zumeist mit dem Niedrigwasser der Springzeit zusammenfällt, wie auf den britischen und deutschen Seekarten, bei den französischen Vermessungen aber mit dem Niveau des tiefsten je beobachteten Niedrigwassers, und bei den amerikanischen mit dem mittleren Niedrigwasser. Nur die Seekarten der Ostsee beziehen ihre Tiefen auf das Mittelwasser. Dieses Kartenniveau ist also nirgends identisch mit Normalnull der kartographischen Landesaufnahme, sondern liegt allgemein tiefer (auch in der

[1]) Wenn Dr. J. H. Schmick in einer Reihe von Schriften das Gegenteil behauptet hat, so beruhte seine Auffassung auf einer mangelhaften Kenntnis des Gezeitenphänomens. Vergl. K. Zöppritz in den Gött. Gel. Anzeigen vom 10. Juli 1878.

Ostsee, vgl. die Tabelle S. 61). Da der Hub der Gezeiten entlang einer Küste von Ort zu Ort verschieden groß ist, wird das Kartenniveau selbst eine wellige Fläche, die sich allgemein gegen den Strand hin senkt, am meisten in den trichterförmigen Buchten mit hohem Flutwechsel. Erst auf hoher See dürfte Mittelwasser und Kartenniveau so wenig voneinander verschieden sein, daß für alle praktischen Zwecke das eine mit dem anderen zusammenfällt. Um Tiefenzahlen für das Mittelwasser zu erhalten, wird man für britische und deutsche Küstenkarten jede Tiefenlotung erhöhen müssen um den halben Hub der Springflut, bei den französischen kommt

Fig. 7.

Querschnitt durch die Straße von Dover.



noch ein von Ort zu Ort wechselnder Betrag, der bis 1,3 m erreichen kann, obendrein dazu, bei den amerikanischen genügt der halbe durchschnittliche Hub der Gezeit. Will man besonders genaue Volumberechnungen für flachere gezeitenbewegte Meere ausführen, so darf man also diese Korrektion nicht vergessen. P. R. Ravenstein[1]) hat zuerst die allgemeine Aufmerksamkeit auf diese vielleicht verwunderlich scheinende und nur aus der seemännischen Praxis verständliche Tatsache gelenkt; er hat auch für einen Teil des Britischen Kanals zwei Tiefenkarten zum Vergleich entworfen, von denen die eine die Isobathen nach den Angaben der Seekarte zeigt, während auf der zweiten die Tiefenkoten sämtlich auf Normalnull der britischen Landesaufnahme ergänzt und erst danach neue Isobathen entworfen wurden: gegen die erste Karte gehalten rücken dann die Linien

[1]) Proc. R. Geogr. Soc. 1886, p. 21.

gleicher Tiefe merklich auf das Land vor. Deutlicher dürften Profilzeichnungen sein, wie sie in Fig. 6 u. 7 für die Fahrrinne des Bristolgolfs im Längsschnitt und für die Straße von Dover im Querschnitt gezeichnet sind, wo man unter der Ebene des Mittelwassers die Kurve des Kartenniveaus wahrnimmt und auch die verschiedene Lage des britischen und französischen Kartenniveaus erkennt: bei Gris Nez sind an den Lotungen zur Korrektion auf Mittelwasser hinzuzufügen 5 m, in der Mitte der Meerenge westlich von der Varnebank nur 1 m, an der britischen Küste wieder 3 m.

V. Die Tiefenlotungen. Geschichtliches und Technisches.

Zum notwendigen Handwerkszeug des Seeschiffers aller Zeiten hat stets die Lotleine gehört, die, nicht ganz fingerdick, durch eingeflochtene Marken abgeteilt ist und an ihrem Ende ein länglich geformtes Blei- oder Eisengewicht trägt. Nach wie vor ist sie unentbehrlich zum Anloten des Landes bei Nacht oder bei unsichtigem Wetter und um den Weg in schwierigem Fahrwasser zu finden. Die Lotleinen der Alten und bis vor kurzem auch aller modernen Schiffer waren allgemein in Klafter oder Faden geteilt, und wir können noch heute den englischen Fischermann seine Leine prüfen sehen, indem er die Fadenmarken mit Zeigefinger und Daumen beider Hände mit ausgebreiteten Armen faßt; ihre in Meter geteilte Lotleine prüfen die italienischen Fischer so, daß sie den Raum von der linken Schulter bis zu den Fingerspitzen der rechten Hand bei ausgestrecktem Arm einem Meter gleich setzen, also auch diese moderne Längeneinheit wie ein menschliches Naturmaß behandeln.

Gelegentlich erfahren wir von alten Schriftstellern Näheres von einzelnen bemerkenswerten Lotungen in Küstengewässern. So von Herodot (2,5), daß die Wassertiefe eine Tagereise nordwärts vom Nildelta 11 Faden betrage, oder von Polybios (4,40), daß das Asowsche Meer zwischen 5 und 7 Faden tief sei, oder von Athenäus (III, p. 93 D), daß die Perlfischer im Persischen Golf bis zu 20 Faden zu tauchen pflegten, oder endlich von Strabo (16, p. 770 Cas.), daß das Rote Meer am Südausgange im Fahrwasser bis zu 2 Faden Tiefe abflache. Allbekannt ist, wie das Schiff des Apostel Paulus auf Malta strandet, nachdem erst 20, dann 15 Faden rasch nacheinander gelotet sind (Apostelgeschichte 27 f.). Aus ebenfalls nur gelegentlichen Bemerkungen der Alten aber wären wir fast berechtigt, zu schließen, daß es schon zu Versuchen gekommen sei, auch die großen Tiefen des Mittelmeers fern vom Lande zu erloten. Wenn uns des Stoikers Poseidonios Ozeanographie erhalten wäre, würden wir vielleicht Näheres darüber wissen. So hat uns Strabo (1, 3, p. 53 Cas.) daraus nur die dürftige Angabe überliefert, daß „von den gemessenen Meeren“ am tiefsten das Sardonische sei „mit wohl 1000 Faden“ — wo gewiß die stark abgerundete Zahl kritische Bedenken wach halten muß. Aristoteles (Met. 2, 1, 11) wollte die mittelländischen Meeresbecken nach ihrer Tiefe ordnen, die Mäotis ist das seichteste, dann folgt der Pontus, noch tiefer ist das Ägäische, dann das Sikelische, am tiefsten das Sardonische und Tyrrhenische Meer. Kleomedes (Theor. cycl. p. 56 Balf.) aber sagt verallgemeinernd, daß, senkrecht gemessen, kein Berg höher und kein Meer tiefer sei als 15 Stadien

(rund 2800 m), und somit die Unebenheiten der Erdoberfläche 30 Stadien (rund 5500 m) nicht überschritten. Nach Plutarch (Aem. Paul. 15) haben die (alexandrinischen) Geometer diese Größen auf je 10 Stadien (1850 m) bemessen. Im übrigen sehen wir weiter die Alten an der ästhetischen Auffassung festhalten, daß die maximalen Höhen der Berge und Tiefen der Meere einander gleich seien, daß anderseits aber auch die Unebenheiten der Erdrinde im Vergleich zum Durchmesser der Erde als ganz unerheblich zu betrachten seien.

Unter den mittelalterlichen Segelkarten, von denen uns Nordenskiöld in seinem Periplus eine große Zahl reproduziert, zeigen die dem 14. Jahrhundert entstammenden noch nirgends ziffermäßige Tiefenangaben; für die der Schiffahrt gefährlichen Klippen bringen sie aber, als anscheinend uralt vererbte Symbole, kleine Kreuze und für die Sandbänke punktierte Flächen. Dagegen enthalten die gleichzeitigen, handschriftlich von den Seeleuten vervielfältigten Küstenbeschreibungen (*routiers*, Seebücher) sehr eingehende Tiefenangaben für die Fahrwasser an den Küsten, wie wir aus dem von Koppmann und Breusing herausgegebenen Seebuch der Hansen für die heimischen Meere entnehmen können; die ursprüngliche Abfassung dieses auf flandrische Quellen hinweisenden Werkes reicht auf die zweite Hälfte des 14. Jahrhunderts zurück. Als Maß für die Tiefen dient darin neben dem alten Faden auch Elle und Fuß. Erst in niederländischen Seekarten des 15. Jahrhunderts scheinen auch Lotungen und Seezeichen eingetragen zu sein. Eine Lotungsreihe auf der Guayanabank zwischen Trinidad und Maranhao zeigt die berühmte Karte des Juan de la Cosa aus dem Jahre 1504 (in Nordenskiölds Periplus Tafel XLIII); sie wird von Pinzon und Amerigo Vespucci herrühren. Reichlicher begegnen wir Lotungen bei Lucas Waghenaer (Spieghel der Zeevaert 1584, Threzoor d. Z. 1592), wo sie den Küstenkarten schon ein ganz modernes Aussehen geben.

Lotungen im offenen Ozean werden als praktisch bedeutungslos erachtet worden und darum wohl kaum vorgekommen sein. Überliefert ist uns allein von Magellan, daß er im Jahre 1521 zwischen den im einsamen Pazifischen Ozean von ihm gesichteten Inseln St. Paul und Tiburones gelotet, aber keinen Grund gefunden habe, was ihn zu der naiven Folgerung brachte, daß hier die tiefste Stelle des Ozeans läge. Wenn wir die vom Jesuitenpater Georges Fournier in seiner Hydrographie (1647) ausführlich beschriebene Ausrüstung der gleichzeitigen Seeschiffe zu grunde legen, so konnte Magellan durch Verknüpfen mehrerer Lotleinen es bis etwa 400 Faden versucht haben. Varenius, im Bestreben nach präziser Fassung, spricht die Meinung aus, das Weltmeer könne wohl an eine deutsche Meile (7400 m) tief sein, meistens aber möge es wohl bei kleineren Bruchteilen einer solchen bleiben. Von eigentlichen Tiefseelotungen im Ozean weiß er nichts, bemerkt aber, daß die längsten Lotleinen seiner Zeit an 200 Ruten (700 m) Länge besäßen. Mit Energie weist er populäre Unbedachtsamkeiten ab, wonach es „unergründliche“ Stellen im Ozean geben solle, während dieser doch überall einen Boden haben müsse. Die weiteren Fortschritte des 17. und 18. Jahrhunderts bewegen sich zunächst im Bereiche einer besseren Aufhellung der Flachsee. Angesichts der Fülle von Tiefenzahlen auf der Küstenkarte des provenzalischen Meerbusens wird der Graf Marsigli

(1725) angeregt, zu besserer Veranschaulichung des Bodenreliefs vertikale Profilschnitte zu entwerfen. Wir sehen ihn aber noch ganz im Banne der antiken Vorstellung, daß die größten Tiefen den höchsten Höhen glichen, denn auf einem dieser Profile gestaltet er die tiefste Absenkung gegen das Mittelmeerbecken in Umriß und Betrag genau symmetrisch zum Gipfel des Canigou (2730 m), während der sanfte Abfall der Flachsee als submarine Fortsetzung der provenzalischen Ebene naturgemäßer zum Ausdruck gelangt. Ebenfalls ursprünglich für eine anschaulichere Auffassung der Flachseegebiete entwarf der französische Geograph Philippe Buache die Linien gleicher Meerestiefe (jetzt Isobathen genannt) für das Ärmelmeer (1737, gedruckt 1753). Beide seitdem eifrig in der Geographie angewandte Hilfsmittel, Profile sowohl wie Niveaulinien, sind also nicht zuerst für die trockene Erdoberfläche, sondern für die Darstellung des Meeresbodens erdacht worden. Ähnliche Wirkungen eines gewissen Bedürfnisses nach Symmetrie in den äußeren Formen der Erdoberfläche gelangen noch zum Ausdruck in der unter den Geographen des 18. Jahrhunderts (Buffon, Kant) verbreiteten Vorstellung, als ob, wie einst Will. Dampier gesagt, den steilen Küsten ein tiefes Meer, den flachen ein seichtes angelagert wäre: in vielen Fällen ist dies in der Tat zutreffend, aber Reinhold Forster[1]) konnte nicht umhin geltend zu machen, daß die flachen pazifischen Koralleninseln dieser Regel durchaus nicht folgen.

Wenn Peter Fournier (1647) versichern konnte, er habe keinen zeitgenössischen Seemann gefunden, der auf mehr als 200 Faden Tiefe den Grund angelotet hätte, so sehen wir dies erst vier Menschenalter nach ihm gelingen, nachdem man schon versucht hatte, wenigstens Wasserschöpfer und Thermometer in größere Tiefen zu versenken, wobei Kapitän Ellis 1749 in der Nähe der Kanarischen Inseln bis 1630 m hinab vorgedrungen war. Erst der von seiner Spitzbergenfahrt zurückkehrende Kapitän Phipps (der spätere Lord Mulgrave) erreichte am 4. September 1773 in etwa 65° N. B., 2° 21′ O. L. mit mehreren aneinander gebundenen Lotleinen den Grund mit 1250 m, und es gelang ihm auch, eine Grundprobe von schönem blauem Ton heraufzuholen[2]). Dies ist der erste Fall erfolgreicher Tiefseelotung, der in der Literatur überliefert ist. Einige Erfolge hatte auch der Polarfahrer Will. Scoresby an der ostgrönländischen Küste zu verzeichnen, doch versenkte er in 76½° N. B., 4¾° W. L. das Lot vergeblich bis 2200 m. Eine kleine Zahl von Tieflotungen hat dann Sir John Ross auf seiner Fahrt in die Baffinsbai 1818 ausgeführt, wobei er einmal (in 72° 23′ N. B., 73° 6,5′ W. L.) 1920 m lotete und nicht nur eiskalten Grundschlamm mit seiner Tiefseezange heraufholte, sondern auch Zeugnisse für Tierleben am Meeresboden. Doch waren dies noch immer nicht Lotungen auf hoher See fernab vom Festlande. Sir James Clark Ross, dem Neffen, gebührt der Ruhm der ersten gelungenen Tiefseelotungen. Auf der Ausreise in die antarktischen Breiten fand er am 3. Januar 1840 in 27° 26′ S. B., 17° 29′ W. L. 4435 m und darauf am 3. März in 33° 21′ S. B., 9° 0′ O. L. (450 Seemeilen westlich vom Kapland) 4895 m Tiefe: zwei

[1]) Bemerkungen auf einer Reise um die Welt. Berlin 1783, S. 46.

[2]) Reise nach dem Nordpol. Bern 1777, S. 67 und 91. In Peschels Geschichte der Erdkunde (2. A.) 1877, S. 734 wird fälschlich gesagt, Phipps habe keinen Grund mit 683 Faden gefunden.

Messungen, die noch heutigen Tages als einwandfrei betrachtet und auf den Tiefenkarten verzeichnet werden. Ross ließ bei völliger Windstille von einem Schiffsboote aus seine besonders für Tieflotung hergestellte Leine von einer großen Rolle ablaufen und die Ablaufgeschwindigkeit für jedes Stück von 100 Faden Länge mit der Sekundenuhr kontrollieren, wobei die Grundberührung durch eine starke Verlangsamung des Ablaufs deutlich erkannt wurde: ein Kunstgriff, auf den übrigens schon Kapitän Phipps fast unfreiwillig verfallen war. Trotz dieser Vorsichtsmaßregel konnte später Ross auf seiner Heimreise nicht verhüten, daß er zweimal im Südatlantischen Ozean über 4000 Faden Leine ablaufen ließ, ohne den Grund zu finden an Stellen, wo moderne Lotungen etwa ²/₃ jener Tiefe nachgewiesen haben.

Wenn nun auch, angesichts dieser offenbar noch unzureichenden Technik der Tiefseelotungen sich Alexander von Humboldt im ersten Bande des Kosmos (1845, S. 320) dahin aussprach, daß die Tiefe des Ozeans und des Luftmeers uns beide unbekannt seien, so drängte doch das unwiderstehliche Bemühen nach fortschreitender Naturerkenntnis dazu, auch „die schweigenden Tiefen des Ozeans zum Reden zu zwingen". Man hatte das Bewußtsein, viel größere technische Schwierigkeiten auf anderen Gebieten der Erdforschung erfolgreich überwunden zu haben. Hier griff Maury ein und wurde nicht müde, immer neue Versuche anzuregen. Er berichtet uns in seiner lebhaften Weise selbst, wie man das Verfahren zunächst zu vereinfachen meinte, indem man statt der kostspieligen meilenlangen Lotleinen billigen Bindfaden benutzte, der sorgfältig für je 100 Faden gemarkt und auf eine lose gehende Trommel in Längen von 10000 Faden aufgewunden war. Mit einer Kanonenkugel von 16 kg als Gewicht lotete man dann unter aufmerksamem Beobachten der Ablaufzeiten für je 100 Faden, und schnitt, wenn so die Grundberührung erkannt war, den Bindfaden ab. Die ersten Ergebnisse waren aber nur zum Teil befriedigend und einzelne Lotungen ersichtlich verfehlt, wie u. a. die des Leutnants J. J. Parker auf der V. S. Fregatte Congress am 4. April 1852, wo in 35° 35′ S. B., 45° 10′ W. L. mit mehr als 16000 m der Grund scheinbar nicht erreicht wurde, oder die des englischen Kapitäns Denham auf der Fregatte Herald am 30. Oktober 1852, der etwas östlicher aber auch auf der Höhe der Laplatamündung (36° 49′ S. B., 37° 6′ W. L.) mit 14 100 m den Boden berührt zu haben meinte; in beiden Fällen handelte es sich in Wirklichkeit um Tiefen von etwa 5000 m. Immerhin gelangen so viele andere Lotungen, wesentlich durch den Eifer amerikanischer Seeoffiziere (insbesondere des Leutnants Berryman, V. S. Brigg Dolphin), daß Maury im Jahre 1855 die erste Tiefenkarte des Atlantischen Ozeans zwischen 52° N. und 10° S. B. erscheinen ließ[1]). Einen noch kräftigeren und dauernden Anstoß empfingen diese Bemühungen durch die damals ernstlich betriebenen Pläne, durch den Atlantischen Ozean ein unterseeisches Telegraphenkabel zu legen. Hierfür war es durchaus nötig, nicht bloß von den Tiefen, sondern auch von der Beschaffenheit des Meeresgrundes selbst genauere Kenntnis zu besitzen; neben der Größe der vorhandenen Böschungen war auch die Natur der Bodenablagerungen von Bedeutung. Bodenproben aber

[1]) Physical Geography of the Sea, Washington 1855, Tafel 6.

konnte man mit einem dünnen Bindfaden nicht heben. Dies führte den amerikanischen Schiffsfähnrich J. M. Brooke dazu, das Lotgewicht aus zwei Teilen herzustellen, aus einem an die Leine gebundenen Eisenstab und einer über diesen gestreiften Kanonenkugel, die, an zwei beweglichen Armen aufgehängt, bei Berührung des Bodens abgeworfen wurde[1]. Indem man den Lotstab am unteren Ende aushöhlte und dort anfangs wie ein Handlot mit Talg bestrich, konnte man eine kleine Bodenprobe heraufholen. Nunmehr trat wieder die hanfene Lotleine von etwa einem Zoll (25 mm) Umfang in Gebrauch, und bald gewöhnte man sich auch, vom Decke des Schiffes selbst zu loten, nicht von einem ausgesetzten Boote. Es war wiederum der Leutnant Berryman, der zuerst (1856) auf dem Dampfer Arctic 24 Tiefseelotungen entlang dem größten Kreise zwischen St. John auf Neufundland und Valentiainsel bei Irland auf der geplanten Kabellinie ausführte. Im Sommer 1857 folgte dann der britische Kapitän Dayman auf dem Cyclops mit 34 Lotungen auf der gleichen Strecke, und sodann auf der Gorgon von Neufundland zu den Azoren hinüber und von da nach dem Kanal. Das auf der ersten Strecke im Sommer 1858 gelegte Kabel versagte bekanntlich sehr bald wieder. Im Sommer 1860 wurde noch eine dritte Linie von dem berühmten Nordpolfahrer Kapitän Sir Leopold M'Clintock auf dem Bulldog untersucht, die von den Färöer über Island und Grönland nach Labrador führte. Auf Grund solcher praktischer Erfahrungen gelang es, schrittweise die Lotvorrichtungen zu verbessern. Brooke selbst, an Bord des V. S. Schiffes Vincennes 1855 an einer Lotungsexpedition im Nord- und Westpazifischen Ozean beteiligt, änderte die Aufhängung der Lotkugel, indem er statt zweier Abwurfhaken nur einen anbrachte und das untere Ende der Lotstange zu einer hohlen zylindrischen Kammer erweiterte, die eine größere Grundprobe faßte und sie in einem Bündel von eingeklemmten Federkielen festhielt. In dieser durch beistehende Figur 8 verdeutlichten Gestalt ist Brookes Lot noch bis vor kurzem mit gutem Erfolg auf Kabeldampfern in Gebrauch gewesen. Um das Fallen des Lots zu beschleunigen, führte Dayman statt der runden Kanonenkugel ein zylindrisches Abfallgewicht ein und fügte am unteren Ende der Lotröhre ein Schmetterlingsventil hinzu, wodurch die Grundprobe vor dem Ausspülen gesichert wurde.

Wesentlich um Kabellinien auszukundschaften, folgten nun Lotungen auch im Mittelmeer (Spratt, Mansell, auch französische Seeoffiziere), im Roten Meer (Pullen) und im nördlichen Indischen Ozean, zumal da die Verbindung über den Nordatlantischen Ozean hinüber seit dem Sommer 1866 endgültig gelungen war. Bei den Lotungen in den indischen Gewässern (1868) führten die Erfahrungen des Kapitäns Shortland, an Bord der Hydra, zu weiteren Fortschritten der Lotungstechnik: statt eines einfachen Lotgewichts benutzte man schwere gußeiserne Ringe, die nach Bedarf zu mehreren auf die Lotspindel gestreift wurden; auch der Abwurf wurde verändert (vgl. Fig. 9, S. 74).

---

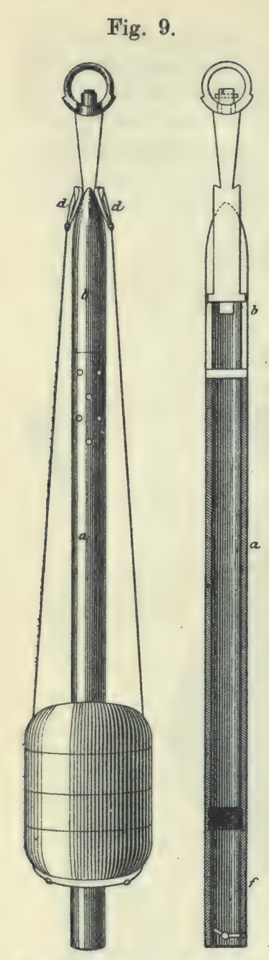
[1]) Eine von dem geistreichen G. Aimé schon an der algerischen Küste 1841 benutzte Vorrichtung, das Lotgewicht abzulösen, unterscheidet sich von der Brookeschen dadurch, daß Aimé zum Abwerfen des Gewichts ein Laufgewicht an der Leine heruntergleiten lassen mußte (Explor. de l'Algérie. Physique, tome I, 1845, p. 104, Tafel 2).

Einen weiteren Anstoß empfingen die Tiefseelotungen alsdann von den Biologen, die, dem fundamentalen Probleme einer Herkunft der Tierwelt des Landes aus den Urmeeren der Erde nachgehend, nicht darauf verzichten durften, zunächst festzustellen, wie sich die Lebensbedingungen im Schoße der heutigen Meere gestalteten. Eine einst allgemein angenommene Theorie des Zoologen Edw. Forbes (1838), wonach unterhalb von 300 Faden Tiefe alles organische Leben zum Erlöschen verurteilt sei, die sogenannte Abyssustheorie war durch verschiedene gelegentliche ältere und neuere Befunde bereits stark erschüttert worden, und so empfanden es britische Biologen als *nobile officium*, hierin die Führung zu übernehmen. Man unternahm zunächst kleinere Fahrten im Sommer 1868 an Bord der Lightning in den schottischen Gewässern bis zu den Färöer hin, sodann im Herbst und Winter 1869—1870 auf Porcupine in der irischen und spanischen See und auf Shearwater im Mittelmeer, wobei es nicht nur gelang, an 157 Stationen die Tiefen einwandfrei zu loten und Grundproben heraufzuholen, sondern auch Temperatur und Salzgehalt in verschiedenen Tiefenschichten zu messen und durch Arbeiten mit Oberflächen- und Grundnetzen die Organismen der Hochsee zu sammeln. Diesen vorbereitenden Fahrten folgte dann die größte aller je unternommenen rein ozeanographischen Expeditionen an Bord der Fregatte Challenger, die unter der Leitung von Sir Wyville Thomson mit einem ausgesuchten Stabe von Gelehrten von Weihnachten 1872 bis Ende Mai 1876 die drei großen Ozeane durchfuhr und für unsere Kenntnisse vom Meer zuerst eine allseitige und geographisch ausgedehnte Grundlage schuf. Mit wohl berechtigtem Stolze hat der Nachfolger Sir Wyville Thomsons in der Redaktion der großartigen Reiseberichte der Challengerexpedition, Sir John Murray, sagen können, daß seit den Tagen des Kolumbus und Magellan die Aufhellung der Oberfläche unseres Planeten keinen solchen Fortschritt gemacht habe, wie durch die Weltumseglung des Challenger und die sich daran schließenden anderen ozeanographischen Expeditionen im letzten

Fig. 8.

Erklärung. Der Abwurfhebel *C* ist um das Scharnier *D* drehbar und trägt mit dem Haken *Y* die an einer Schnür *E* befestigte Lotkugel *A*. Die Lotstange *B* erweitert sich am unteren Ende zu einer zylindrischen Kammer, die bei *V* ein Ventil hat und unten ein Bündel Federposen für die Grundprobe trägt. Die Lotleine wird an dem Ring *H* befestigt. Die Senkrechte *XZ* zeigt, daß die Lotstange nicht genau senkrecht auf den Meeresboden trifft.

Fig. 9.



Das Hydra- oder Baillielot.

Erklärung. Die Lotspindel *a* ist eine starke, bis 1,2 m lange gußeiserne Röhre. Vier ringförmige Lotgewichte sind darüber gestreift und mit Drahtschlingen auf den Schultern *d* aufgehängt. Diese gehören einem schweren Zapfen an, der sich im oberen Teil *b* der Spindel senkrecht vorschieben läßt. Erreicht das Lot den Grund, so bewegt sich der Schulterzapfen seinem Gewichte folgend abwärts, wobei die Drahtschlingen abgestreift werden. Das untere Stück *f* der Lotröhre trägt ein Schmetterlingsventil und läßt sich zum Entnehmen der Grundprobe abschrauben.

Viertel des 19. Jahrhunderts. Bedeutsame Ergänzungen der Challengerfahrt lieferten gleichzeitig eine amerikanische und eine deutsche. Um eine passende Linie für ein Telegraphenkabel von Kalifornien nach Japan und später auch nach Australien auszusuchen, durchkreuzte der V. S. Dampfer Tuscarora unter Kapitän George E. Belknap vom Herbst 1873 an den Pazifischen Ozean und brachte sehr zahlreiche und schon sehr dicht gestellte Lotungen heim, worunter sich die für lange Zeit tiefste mit 8513 m unweit der Kurileninsel Iturup befand. Die deutsche Korvette Gazelle führte unter dem Befehl des Kapitän z. S. Freiherrn v. Schleinitz besonders im südlichen Atlantischen, im Indischen und Pazifischen Ozean Tiefseelotungen und -arbeiten anderer Art aus. Auf Challenger und Gazelle wurde eine Abänderung des Hydralots gebraucht, die wesentlich die Aufhängung der Abfallgewichte betraf (s. Fig. 9), während auf Tuscarora nicht mehr mit Hanfleinen, sondern mit Klaviersaitendraht gelotet und damit eine Technik eingeführt wurde, die sich seitdem zur Alleinherrschaft entwickelt hat. Um dies zu verstehen, sind einige allgemeine Bemerkungen über Tieflotungen erforderlich.

Bekanntlich zeigt ein freifallender Körper im Wasser die Eigenschaft, daß er unter dem Einfluß des Wasserwiderstandes mit rasch gleichförmig werdender Bewegung fällt, nicht mit beschleunigter Geschwindigkeit, wie in der Luft. Zieht der fallende Körper, wie das Lot, eine Leine hinter sich her, so wird der Wasserwiderstand entsprechend der wachsenden Länge der Leine immer größer, während das fallende Gewicht nur wenig wächst. Das Lot fällt also immer langsamer. So berichtet uns schon Maury von den Lotungen Berrymans, daß die an Bindfaden befestigten Kanonenkugeln die Strecke von 100 Faden nahe der Oberfläche in $2^{m}\,20^{s}$, bei 2000 Faden Tiefe aber erst in $4^{m}\,47^{s}$ zurücklegten. Diese Verlangsamung setzt sich um in Spannung der Leine, die den Reibungswiderstand zu überwinden hat, und ein einfacher Bindfaden reißt schließlich, wenn diese Spannung seine Festigkeit übersteigt, was anscheinend bei Tiefen von mehr als 5000 m öfter eingetreten ist. Deshalb können auch Leinen, nachdem das Lotgewicht abgeworfen ist, nur mit einer gewissen maximalen Geschwindigkeit wieder eingewunden werden, wenn sie nicht brechen

sollen. Will man also mit Leinen rasch loten, so kann man diese ziemlich dick nehmen, da ihre Tragfähigkeit im allgemeinen mit dem Quadrat des Durchmessers wächst, und mit Vorteil sehr schwere Lotgewichte verwenden, die dann auch die Grundberührung deutlich anzeigen. Auf Porcupine durchfiel das Hydralot mit 150 kg Gewichten denn auch 100 Faden anfänglich in 45 s, in 2000 Faden Tiefe in 1 m 55 s, also beträchtlich schneller als Maurys Kanonenkugeln von 15 kg an ihrem dünnen Bindfaden. Nun sind aber zentnerschwere Gewichte an Bord immer unhandlich, bei starken Schlingerbewegungen des Schiffes sogar gefährlich, ferner die Hanfleinen teuer und in größeren ungespleißten Längen überhaupt schwer erhältlich, auch voluminös. Will man also leichtere Gewichte verwenden und doch schnell loten, so muß man statt des Hanfs tragfähigere andere Stoffe wählen. So hat man an seidene Schnuren gedacht, und der französische Kapitän Bérard lotete (um etwa 1835) mit einer solchen von nur 1 mm Dicke nördlich von Alger 2600 m[1]). Wilkes, auf seiner großen Forschungsfahrt in antarktischen und pazifischen Gewässern (1840—43) versuchte Kupferdraht, Schiffsleutnant Walsh (1849) Eisendraht[2]), jedoch mit schlechten Erfolgen. Bewährt hat sich allein der billige und leicht in beliebigen Mengen käufliche Klaviersaitendraht[3]). Die Technik, mit Draht zu loten, hat kein geringerer als Sir William Thomson (Lord Kelvin) durch langjährige Versuche auf seiner Privatjacht begründet. Er führte Trommeln von großem Durchmesser zum Aufwinden des Drahts ein, lehrte den Ablauf mit einer Bremse so regeln, daß der Draht glatt abrollte, aber stets straff und steif blieb, zeigte, daß das Lotgewicht nicht unmittelbar am Draht befestigt werden darf, sondern an einem 10 bis 50 m langen Hanftau, einem sogenannten Vorläufer, damit sich beim Berühren des Bodens, wo kein Gewicht den Draht steif hält, nicht Schlingen (Kinke) bilden, in denen der Draht sofort bricht. Für seine später zu

Fig. 10.



Lotapparat der Gazelle zur Zeit des Herablassens von Bord.

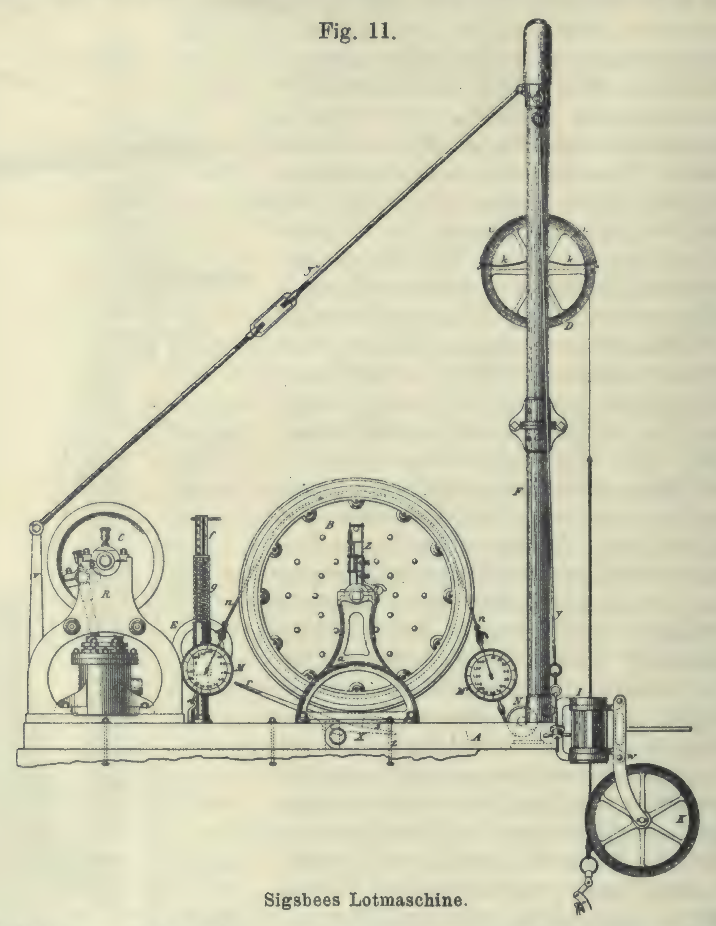
[1]) Humboldt, Zentralasien 1844, I, S. 132.

[2]) Maury, Phys. Geogr. of the Sea, Wash. 1855, p. 203.

[3]) Je 1000 m Hanfleine im Gewicht von 45 kg kosten 220 bis 250 Mark, Pianofortedraht von 0.9 mm Dicke im Gewicht von 20 kg dagegen in Kränzen nur 20 Mark, auf Blechtrommeln fein aufgespult 80 Mark. (Preise im Jahre 1902.)

erwähnende Patentlotmaschine für geringe Tiefen verwendete er Klaviersaiten vom besten Tiegelgußstahl von 0.9 mm Stärke und einer Bruchfestigkeit von 120 kg. Die Bemühungen des Kapitäns Belknap an Bord

Fig. 11.



Sigsbees Lotmaschine.

Erklärung. Auf der hölzernen Grundplatte *A* ruht in dem stählernen Bock *a* die große aus Stahl hergestellte Trommel *B*, auf welcher der Lotdraht aufgespult ist; dieser läuft zunächst (was auf der Figur fehlt) von rechts unten her nach oben zum ersten Leitrade *D*, das zwischen den beiden Säulen des Galgens *F* federnd aufgehängt ist, sodann weiter abwärts durch die hölzerne Führung *I* zu dem außenbords hängenden zweiten Leitrade *K*, das sich, wie *I*, um eine senkrechte Achse dreht und beim Einwinden des Drahts bei langsamer Fahrt des Schiffes den Draht reibungslos durch die Führung *I* leitet. Die Umdrehungen der großen Trommel *B* registriert der Tourenzähler *Z*. Die Geschwindigkeit des Ablaufs wird sowohl durch die Fußbremse *r* geregelt, die den Klotz *s* von unten gegen den Trommelrand drückt, wie auch durch das Bremstau *n*, das zwischen den zwei Dynamometern *M* und *M'* über eine äußere Nute der Lottrommel gespannt ist. Bei richtig bemessener Bremsstärke bleibt die Maschine von selbst stehen, sobald das Lotgewicht den Meeresboden erreicht hat. Das Einwinden besorgt die am Bock *R* befestigte einzylindrige Dampfmaschine, nachdem das Bremstau *n* abgeworfen und in seine Nute ein Treibriemen zur Verbindung der Trommel *B* mit dem Treibrad *c* eingelegt ist; der Treibriemen wird unter dem federnd aufgehängten Spannungsrad *E* durchgezogen. — Das hier (nach dem Handbuch der Nautischen Instrumente, Berlin 1890, S. 137) dargestellte Modell entspricht dem von der Planktonexpedition 1889 benutzten Exemplar. Es wurde seitdem für den Gebrauch auf Valdivia, Gauß und Planet mehrfach verbessert.

der Tuscarora, namentlich aber auch von Kapitän Sigsbee auf dem Vermessungsdampfer Blake in den westindischen Gewässern (1877 bis 1880) haben die Technik weiter in hohem Grade vervollkommnet, so daß die modernen Kabeldampfer nur noch Draht benutzen, den sie mit der von Sigsbee oder auch mit der vom englischen Kabelingenieur Lucas angegebenen Lotmaschine bewegen. Die Schlingerbewegung des Schiffs, die die Spannung des Drahts oft recht unregelmäßig ändert, sucht man dadurch unschädlich zu machen, daß der Draht über eine an Spiralfedern hängenden Rolle geführt zu Wasser läuft; als man mit Leinen lotete, verwendete man dazu auch Bündel von Gummistreifen (sogenannte Akkumulatoren, Fig. 10). Das Einwinden wird mit einer schnell laufenden Dampfwinde oder auch mit einem Dynamo besorgt. Die beistehenden Abbildungen (Fig. 11 bis 13) verdeutlichen die drei zur Zeit im Gebrauch befindlichen Lotmaschinen von Sigsbee, Lucas und Leblanc. Während mit Hanfleine eine Tieflotung von 5000 m nicht wohl unter $2\frac{1}{2}$ Stunden zu vollenden war, geschieht dies heute mit Draht in der

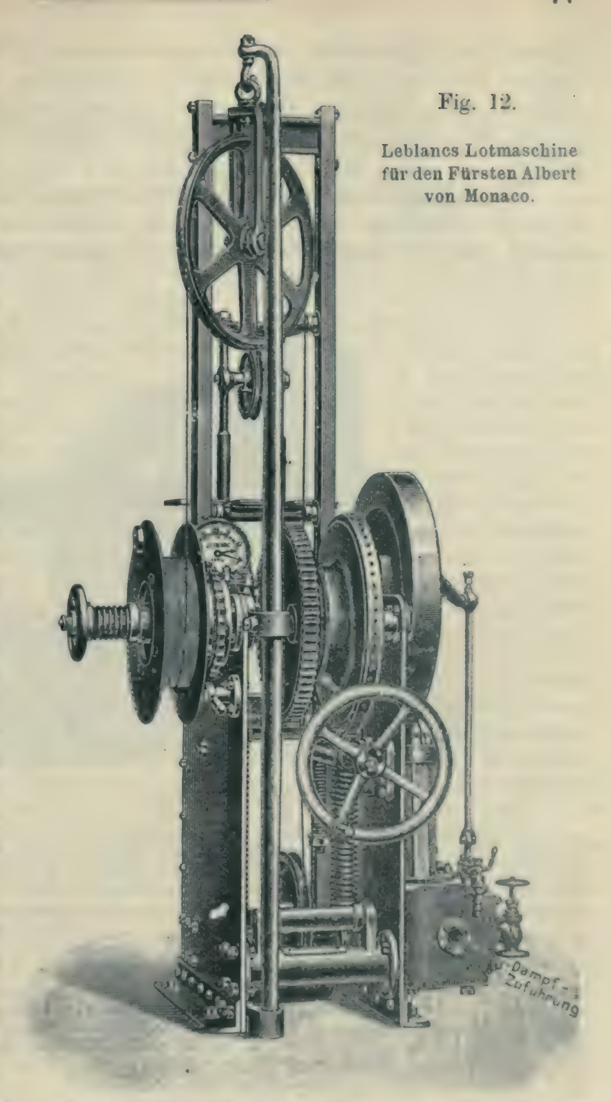


Fig. 12.

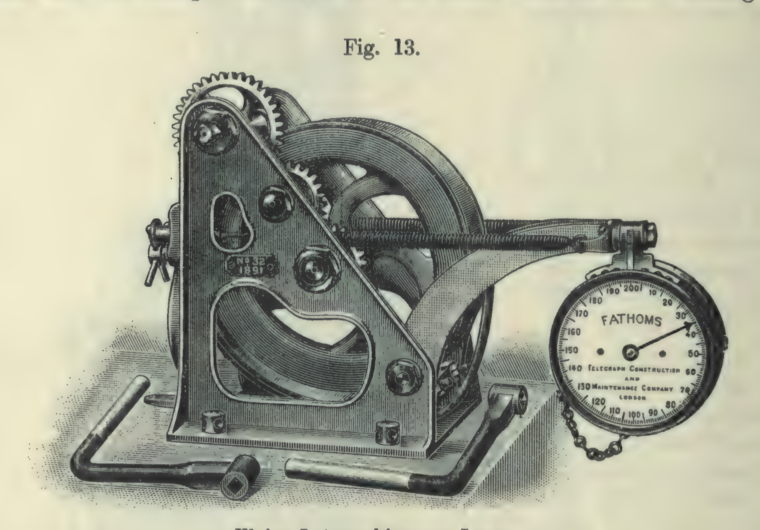
Leblancs Lotmaschine für den Fürsten Albert von Monaco.

Erklärung. Von der links sichtbaren Vorratstrommel geht der Lotdraht zunächst nach oben auf das große Leitrad und wieder herunter auf die starke Arbeitstrommel, um die er in einigen Windungen geführt wird, um darauf über mehrere feste Leiträder, deren eines als Zählrad dient, schließlich über das letzte Leitrad, das in dem hinten sichtbaren Galgen an Spiralen auf und ab federt, nach außenbords zu gelangen. Die Ablaufgeschwindigkeit wird durch ein mit Holzklötzchen besetztes Bremsband (an der Arbeitstrommel rechts sichtbar) mit Hilfe des großen Handrades und starker Spiralfedern reguliert. Auch diese Maschine kündigt, wenn richtig bedient, die Grundberührung durch Stehenbleiben an. Ganz rechts bemerkt man die kleine Dampfmaschine, die das Einwinden besorgt, indem sie ein, in den Zahnkranz der Arbeitstrommel (von hinten her) eingreifendes Zahnrad in Bewegung setzt. (Genauere Beschreibung bei Schott im Valdiviawerk.)

halben Zeit. Schon auf der Tuscarora brauchte Belknap für eine seiner tiefsten Lotungen von rund 8000 m mit einem Lotgewicht von 35 kg noch nicht 2 1/2 Stunden. Sigsbee hat während seiner vierjährigen Arbeiten in den westindischen Gewässern nicht weniger als 23 642 000 m Draht bewegt.

Wie viel geringer der Reibungswiderstand des Klavierdrahts gegenüber der Hanfleine sein muß, zeigt schon ein Vergleich ihrer Oberflächen auf die Länge von 5000 m: die Leine von 25 mm Umfang hat

Fig. 13.



Kleine Lotmaschine von Lucas.

Erklärung. Die für kleine Meerestiefen (bis 400 m) bestimmte, leicht tragbare Lotmaschine zeigt eine verhältnismäßig starke Arbeitstrommel. Von ihr kommt der Lotdraht von links unten herauf über das Zählrad und geht rechts abwärts ins Wasser. Die Bremsvorrichtung zerfällt in eine ständige und eine veränderliche. Die ständige wird durch ein Bremsband gegeben, das (in der Figur schlaff hängend) durch Andrehen des im Hintergrunde (ganz links, in halber Höhe) teilweise sichtbaren kreuzförmigen Handgriffs fest angezogen werden kann; außerdem hängt das Zählrad an einem federnden Bremshebel, der die Reibung im Seegang automatisch reguliert, indem er von unten her auf das Bremsband drückt. Beim Berühren des Grundes stoppt die Maschine. Das Einwinden erfolgt hier mit Handkurbeln, mit denen man durch Zahnradübersetzung die Trommel in Drehung versetzt. Eine, wie diese Figur 13 ebenfalls nach einer Originalphotographie der Fabrik hergestellte, Abbildung der großen Lotmaschine nach Lucas findet sich in Scottish Geogr. Magaz. 1905, S. 403; das Prinzip ihrer Konstruktion ist wesentlich dasselbe.

125 qm, der Draht von 1 mm Stärke nur 15,7 qm, also nur 1/8 der ersteren an Reibungsfläche, dazu kommt, daß der glänzend polierte Pianofortedraht längst nicht so viel Wasser mitreißt, als die Hanffasern einer auch gut eingewächsten Leine. Folgt man dem Rate des Fürsten Albert von Monaco und nimmt man, wie er bei seiner von Leblanc gebauten Maschine (Fig. 12), ein geschmeidigeres Drahtseilchen (man erhält solche von 19 verzinkten Stahldrähten gedreht in nur 2 mm Gesamtstärke), so ist die Gefahr, daß sich Schlingen (Kinke) bilden, wohl erheblich verringert, aber man muß auch zu entsprechend schwereren Lotgewichten übergehen. Bronzedrähte stehen an Geschmeidigkeit noch über, an Bruchfestigkeit aber unter Stahlseilen, sie bedürfen aber keiner besonderen Konservierung,

während aller Stahldraht in dieser Hinsicht außerordentliche Sorgfalt erfordert[1]).

Die zahlreichen wissenschaftlichen Tiefseeexpeditionen der neueren Zeit können hier in ihrer historischen Reihenfolge nicht vollständig aufgezählt werden; an passender Stelle wird der einzelnen noch später zu gedenken sein. Unter britischer Flagge sind die meisten Kabeldampfer in allen Ozeanen tätig gewesen. Gerade ihren sehr dicht gestellten Lotungen, sowie denen der Vermessungsdampfer Egeria, Waterwitch, Dart, Penguin, Stork, Investigator verdanken wir die eingehendste Kenntnis vom Bodenrelief bestimmter Strecken. Die Amerikaner haben durch den Spezialdampfer Albatroß ihrer Fischereikommission sowohl im Nordatlantischen, wie namentlich im Pazifischen Ozean unter Führung von Alexander Agassiz zahlreiche und wichtige Lotungen beigebracht; bedeutsam wurde die Weltumsegelung des Kreuzers Enterprise, Kpt. Barker (1883—85), durch Lotungen in sonst wenig besuchten Meeresteilen, und die Vermessung der Kabellinie von den Hawaii-Inseln nach Guam und den Philippinen durch den Dampfer Nero (1899). — Französische Gelehrte waren 1880—83 auf dem Travailleur und Talisman unter Milne-Edwards im Mittelmeer und der spanischen See bis in das Sargassogebiet hinein tätig, doch überwogen die biologischen Interessen. Fürst Albert von Monaco hat seit 1887 fast in jedem Sommer auf seiner Privatjacht im Nordatlantischen Ozean, mehrmals auch in den spitzbergischen Gewässern Fahrten unternommen, wobei nicht nur die Biologie, sondern auch die Ozeanographie im allgemeinen gefördert wurde. Unter italienischer Flagge wurde nicht nur das westliche Mittelmeer unter Kpt. Magnaghi an Bord des Washington untersucht, sondern während der Weltumsegelung der Korvette Vettor Pisani unter Kpt. Palumbo 1882—85 die Karte des Pazifischen Ozeans um mehrere wichtige Lotungen bereichert. Das Arbeitsfeld österreichisch-ungarischer Unternehmungen war das östliche Mittelmeer und das Rote Meer (insbesondere 1890—98). Die russischen Forschungen erstreckten sich 1890—93 vornehmlich auf das Schwarze Meer, später auf die arktischen Gewässer. Von Schweden wurden schon 1868 an Bord der Sophia Tieflotungen bei Spitzbergen, von der Josephine im Nordatlantischen Ozean ausgeführt; Norwegen stand nicht zurück durch gründliche Auslotung des Nordmeerbeckens an Bord der Vöringen 1876—78, und die wichtigen Arbeiten von Nansen und Sverdrup während der Eistrift der Fram im zentralen Polarbecken. Von dänischen Fahrzeugen sind in den isländischen und grönländischen Gewässern mehrfach wichtige Lotungsreihen geliefert (Ingolfexpedition 1896—98). Auch die belgische Flagge tritt durch Arbeiten auf der Südpolarfahrt der Belgica (1897—98) in den hohen südlichen Breiten auf. Die Niederländer erforschten die Meerestiefen der östlichen Teile des Australasiatischen Mittelmeeres unter W. Weber an Bord der Siboga (1899—1900). Nachdem im Jahre 1889 der von der Humboldtstiftung der Kgl. Preuß. Akademie der Wissenschaften zum Studium des Planktons unter Leitung von V. Hensen ausgesandte Dampfer National einzelne Tieflotungen beigebracht hatte, wurde auf Kosten des Deutschen Reiches der Dampfer Valdivia 1898—99 unter Leitung von C. Chun als „Deutsche Tiefseeexpedition" in den Südatlantischen und Indischen Ozean entsandt und hierbei sehr wichtige Lotungen auf meist gänzlich neuem Gebiete ausgeführt.

[1]) Für das Technische vergl. noch Handbuch der nautischen Instrumente, Berlin 1892, S. 121 ff.; Sigsbee, Deep-sea Sounding and Dredging, Washington 1886. Wilkinson, Submarine Cable Laying and Repairing, London 1896. Hensen, Schott und E. v. Drygalski in ihren Spezialberichten (namentlich A. Stehr, Deutsche Südpolarexpedition, Bd. I, Berlin 1905, S. 62—70, ist sehr klar).

In gleicher Richtung erwarben sich E. v. Drygalski an Bord des Gauß auf der deutschen Südpolarexpedition (1902—03), wie auch Kapitänleutnant Lebahn als Kommandant S. M. S. Planet (1906) bedeutende Verdienste.

Auf allen diesen Expeditionen hat man nach wie vor daran festgehalten, die Meerestiefen mit Draht und Abfallgewicht zu loten. Andere indirekte Methoden haben sich für die eigentliche Tiefseearbeit noch nicht bewährt, auch wenn sie in den flachen Meeresstrichen sich als bequeme und zuverlässige Hilfsmittel der Navigation eingebürgert haben. Das gilt insbesondere vom Thomsonschen Patentlot, das die Zusammendrückung eines Luftvolums unter dem Wasserdruck in der Tiefe durch eine chemische Reaktion registriert. Man versenkt hierbei eine oben geschlossene, unten offene Röhre, die innen einen Belag von chromsaurem Silber trägt, der an der Luft rot ist, bei Berührung mit Seewasser aber durch Bildung von Chlorsilber weiß wird. Das Seewasser dringt soweit nach, als sich das Volum der in der Röhre eingeschlossenen Luftsäule mit dem zunehmenden Wasserdruck vermindert. Dieses schon 1836 von Ericsson angegebene Prinzip ist von Sir William Thomson seit 1871 bei seiner bereits erwähnten Patentlotmaschine in praktisch bewährter Form durchgeführt, wobei allerdings des Hauptvorzugs seines ganzen Verfahrens zu gedenken ist, daß man nämlich mit seinem Lot in voller Fahrt, indem das Lot an Klavierdraht hinabgelassen wird, die Tiefen bestimmt. Inwiefern dieses Verfahren bei den großen ozeanischen Tiefen versagt, ist aus dem Mariotteschen Gesetze leicht abzuleiten. Eine Luftsäule, die bei einer Atmosphäre Druck das Volum 1 hat, vermindert ihr Volum bei einem Druck von 2 Atmosphären auf $1/2$, bei 10 Atmosphären auf $1/10$, bei 500 Atmosphären auf $1/500$, also in einer geometrischen Progression; gleichmäßig zunehmenden Tiefen entsprechen also rasch sich verengernde Skalenteile. Da jeder Atmosphäre Druck eine Wassersäule von rund 10 m entspricht, werden die geringen Tiefen bis 100 m hin, wo der Druck um 10 Atmosphären zugenommen hat, in der Thomsonschen Lotröhre noch recht deutlich erkennbar sein, namentlich wenn man der Röhre eine nach oben hin konische Form gibt; bei größeren Tiefen aber rücken die einer Atmosphäre entsprechenden Skalenteile so eng aneinander, daß man auch bei sehr langen Glasröhren auf mikroskopische Ablesung angewiesen wäre, vorausgesetzt, daß die Röhren dem Druck von 500 und mehr Atmosphären überhaupt standhalten. — Eine Umkehrung dieses Prinzips, wie sie von Kapitän Rung angegeben ist[1]), läßt diese Schwierigkeit vermeiden: bei seinem Universallot wird in der Tiefe ein bestimmtes kleines Volum der komprimierten Luft abgesperrt, das sich dann beim Aufholen des Lots in eine angeschlossene zylindrische Röhre hinein ausdehnt; da die Ausdehnung nahezu gleichmäßig mit abnehmendem Druck geschieht, ist eine gleichgeteilte Skala für die Ablesung anzubringen. Für Tiefseearbeit aber unterliegt leider auch dieses Verfahren einer Störung dadurch, daß die eingeschlossene Luft durch die in der Tiefe sehr niedrigen Wassertemperaturen abgekühlt und dabei ein Teil der Luftfeuchtigkeit an den Wänden der Meßkammer kondensiert wird, so daß das abgesperrte Volum nicht mehr genau die beabsichtigte Größe hat. So konnte Rung selbst schließlich sein Lot nur

---

[1]) Zeitschr. f. Instr. 1892, Bd. 12, S. 287; Ann. d. Hydr. 1899, S. 515.

für gewöhnliche Zwecke der Navigation empfehlen. Statt der Luft können auch Flüssigkeiten der Kompression in den Meerestiefen ausgesetzt werden; ein solches Differentialmanometer hat J. M. Weeren[1]) angegeben, indem er destilliertes Wasser zusammendrücken läßt, wobei die Volumverkleinerung durch nachdringendes Quecksilber gemessen wird. Übrigens sind derartige Apparate nicht praktisch erprobt worden. Dies gilt auch von einem Bathometer, das Paul Regnard[2]) vorgeschlagen hat, bei dem die Volumveränderung des Seewassers unter seinem eigenen Druck in der Tiefe gemessen wird. Ein Stahlzylinder von 100 Liter Inhalt, mit einem Dreiwegehahn am oberen Ende, wird geöffnet in die Tiefe hinabgelassen, wo bei der Grundberührung der Hahn den Zylinder verschließt, aber dem beim Aufholen sich ausdehnenden Wasser gestattet, sich in einen angeschlossenen leer hinunter gekommenen Gummibeutel hinein auszudehnen; an der Oberfläche angelangt, gibt der Inhalt dieses Gummibeutels das Maß der Tiefe nach folgender einfachen Rechnung. Da mit jedem Meter Tiefe die Zusammendrückung des Seewassers angenähert 0.0000043 des ursprünglichen Volums beträgt, wird ein Hektoliter, in 3000 m Tiefe geschöpft, beim Aufholen um 0.0000043 . 100 . 3000 = 1,29 l ausgedehnt, wozu dann noch eine Temperaturkorrektion kommt. Einige Versuche, die auf der Valdiviafahrt, während der deutschen Südpolarexpedition und an Bord S. M. S. Planet mit einem hydraulischen Manometer von Schäffer und Budenberg in Magdeburg-Buckau ausgeführt worden sind, scheinen zuletzt günstigere Ergebnisse erzielt zu haben (s. Ann. d. Hydr. 1906, 562). Einige dem Aneroidbarometer ähnliche Konstruktionen von kräftiger Ausführung erwiesen sich als zu schwach, um den Tiefendruck auszuhalten (Hopfgartners Lot u. a.).

Schon Maury hat zahlreiche andere Vorschläge zusammengestellt, die seitdem immer wieder in allerhand Abänderungen aufgetaucht sind, ohne je Erfolge aufzuweisen. So wurde ihm anempfohlen, bei völliger Windstille Petarden unter Wasser zur Explosion zu bringen oder Glocken anzuschlagen, um den Reflex der akustischen Wellen vom Meeresboden her als Echo abzuhören und danach die Tiefe zu ermitteln, indem man die verstrichene Zeit mit der Sekundenuhr beobachtet und den hin und zurück durchmessenen Weg aus der bekannten Geschwindigkeit des Schalles im Wasser berechnet. Denselben Gedanken hat gerade in den letzten Tagen wieder ein norwegischer Ingenieur vorgebracht, wobei er als Schallquelle einen elektromagnetischen Summer, als Empfänger ein auf den Summerton abgestimmtes Mikrophon empfahl. Doch könnte, selbst wenn der meist weiche Meeresboden Schallwellen zurückwirft, was noch festzustellen ist, die Genauigkeit nicht groß sein, da der Schall im Wasser in der Sekunde 1400 m durchmißt[3]). — Schon der gelehrte Kardinal Nicolaus Cusanus (aus Cues an der Mosel) hatte um 1450 vorgeschlagen, einen Schwimmkörper mit einem Haken, über den ein sichelförmiges Bleigewicht lose übergehängt war, frei zum Meeresboden hinabfallen zu lassen, wo sich das Gewicht selbsttätig aushaken und dann der Schwimmer wieder zur Ober-

---

[1]) Zeitschr. f. Instr. 1887, Bd. 7, S. 419. (Auch Ann. d. Phys. und Chemie 1875, Bd. 6, S. 417; 1878, Bd. 5, S. 558.) Vergl. auch dasselbe Prinzip in einer für Bordgebrauch ungeeigneten Anordnung bei P. Regnard, La vie dans les eaux, Paris 1891, S. 126 (nach Fol).

[2]) Regnard, a. a. O. S. 127.

[3]) Ann. d. Hydr. 1905, S. 186.

fläche emportauchen, die verstrichene Zeit aber das Maß des durchlaufenen senkrechten Weges liefern sollte. Schon Varenius hat auf die großen Schwierigkeiten hingewiesen, die die Strömungen dem Wiederfinden eines solchen Schwimmers bereiten. Neuere Erfinder haben Vorrichtungen angegeben, die diesen beim Auftauchen zum Explodieren oder zum Aufleuchten bringen sollen (Du Tessan)[1], keiner hat genügend bedacht, daß der starke Wasserdruck der großen Tiefen Hohlkörper zerdrückt und Holz oder Kork so mit Wasser imprägniert, daß die Schwimmfähigkeit verloren geht. — Der von Maury schon früh ausgeführte Gedanke, am Lotgewicht eine Flügelschraube anzubringen und deren Umdrehungen beim Versenken und Aufholen durch ein Uhrwerk zählen zu lassen, wie bei den modernen Patentloggen geschieht, hat auch in einer ihm von Massey verliehenen Gestalt keinen sonderlichen Erfolg errungen, da beim Abtriften des Lotgewichts nicht nur die vertikale Komponente des durchlaufenen Weges registriert wird und es anscheinend nicht gelungen ist, die Flügelschrauben so zu konstruieren, daß die horizontale Komponente wirkungslos bleibt. — Besonders originell ist das von Sir William Siemens 1859 erfundene und auch einmal (1875) praktisch verwendete Bathometer; es mißt die Meerestiefen aus den kleinen Änderungen der Erdanziehung, die sich aus dem größeren oder geringeren Abstande des Meeresbodens von dem auf der Meeresoberfläche fahrenden Schiffe ergeben[2]. Bestenfalls aber wird so die Tiefe nicht für einen bestimmten Punkt erhalten, sondern nur eine mittlere Tiefe auf einer Fläche, deren Größe von der Tiefe selbst abhängt. — Weshalb diese Versuche, das Loten mit Leine oder Draht durch indirekte Methoden zu ersetzen, nicht von der Tagesordnung verschwinden werden, geht aus dem Folgenden hervor.

Die Genauigkeit der Tiefseelotungen ist durch verschiedene Fehlerquellen ungünstig beeinflußt. Anders, wie bei sonstigen exakten Messungen, kann die Beobachtung nicht leicht wiederholt und dann aus mehreren ein Mittelwert gebildet werden, denn das Loten in der Tiefsee ist stets eine zeitraubende und damit kostspielige Sache. Folgende drei Arten von Fehlerquellen sind zu unterscheiden.

1. Es wird nicht die senkrechte Entfernung vom Meeresspiegel bis zum Meeresboden gemessen, sondern die Länge des abgelaufenen Drahts. Hierbei ist das Schiff so gegen Wind und Strom zu halten, daß es nicht abtreibt, der Draht vielmehr stets senkrecht am Schiffe steht. In Wirklichkeit ist das nicht immer zu erreichen. Man hat Winkelmesser konstruiert, um die Neigung des Drahts gegen die Horizontale genau zu messen[3], aber niemand weiß, wie die Kurve des Drahts unter der Wasseroberfläche verläuft, da die Tiefen- und Unterströme schwer zu beurteilen sind. Beim Loten mit dünnem Draht und kleinen Gewichten liegt die Sache aber wesentlich günstiger, als etwa beim Hydralot an einer hanfenen Leine. Denn die Angriffsfläche des Stroms beträgt nach E. Lenz[4]) nur ein Viertel des Umfangs der verwendeten Leine, und bei den modernen Lotungen ist die Geschwindigkeit des fallenden Lotgewichts größer, als die des Stroms. Bei aufmerksamer Handhabung des Schiffes wird die, durch unerkannte

---

[1]) Humboldt, Zentralasien I, 1844, S. 132. Vergl. Murray Challenger Reports, Summary p. 56 f.

[2]) Proc. R. Soc., London 1876, vol. 24, p. 317. Die Theorie sehr übersichtlich auch in Dinglers Polytechn. Journal 1876, Bd. 21, S. 43.

[3]) Pulfrich bei Schott, Valdiviawerk I, S. 66.

[4]) Mém. Acad. St. Pétersbourg 1831, I, p. 262.

Abtrift des Lots in den Unterschichten hervorgerufene, Ablenkung des Drahts aus der Vertikalen selten mehr als 5 Prozent betragen. — Dieser Teilfehler wird also als eine relative Größe auftreten und die gemessene Tiefe etwas zu groß erscheinen lassen.

2. Sowohl die Berührung des Meeresspiegels durch das Lotgewicht, oder was dasselbe ist, die Nullstellung des Meßrades, an dem die abgerollten Längen des Drahts gemessen und gezählt werden, wie auch das Auftreffen des Lotgewichts auf den Meeresboden, was eine richtig gebremste Lotmaschine durch sofortiges Stehenbleiben meldet, werden von der Höhe des Seegangs und der Schlingerbewegung des Schiffes abhängig sein. Bei ruhiger See kann dieser Teilfehler kleine Bruchteile eines Meters betragen, also vernachlässigt werden, bei bewegter See aber wird er die Messung bald zu groß, bald zu klein werden lassen. Absolut genommen wird bei geübter Bedienung der Lotmaschine dieser Fehler ± 5 m kaum übersteigen, da bei sehr hohem Seegang überhaupt nicht gelotet werden kann.

3. Die Ortsbestimmung in See wird bei Vermessungs- und Kabeldampfern pflichtgemäß sehr viel schärfer sein, als sonst an Bord üblich. Man kann daher, mit H. Mohn[1]), die aus den astronomischen Beobachtungen abgeleitete Unsicherheit als einen Kreis vom Radius einer Bogenminute in Breite (= 1 Seemeile = 1852 m) um die erhaltene Position als Mittelpunkt ausdrücken. Nach den Regeln der Wahrscheinlichkeitsrechnung wird der hieraus entspringende Fehler in Position dann $= \pm 1852 \sqrt{2} = \pm$ 2620 m. Nach einer von Schott reproduzierten Spezialkarte der Daciabank sind in der Tat die Lotungen des Kabeldampfers Dacia (1883) und des Vermessungsdampfers Waterwitch (1896) ersichtlich wenigstens in Länge um 2—3 Bogenminuten (also um 1600—3200 m) auseinander. Bei Ebenheit des Meeresbodens wird hieraus noch kein Fehler für die gemessene Tiefe entstehen, wohl aber, wenn auf einer Böschung gelotet wird. Nennt man den Neigungswinkel des Meeresbodens gegen die Horizontale ϑ, so ist der Messungsfehler dann im Maximum $= \pm 2620 \operatorname{tang} \vartheta$, im Mittel aber nur halb so groß $= \pm 1310 \operatorname{tang} {}^1/_2 \vartheta$. Bei den starken Bodenböschungen, wie sie an Bruchrändern, Grabenabhängen oder auf Vulkanböden vorkommen, wo ϑ oft bis 5°, vereinzelt auf kurzen Strecken sogar bis 35°, ja 50° ansteigt, wird dieser Teilfehler sehr einflußreich werden können. Der britische Vermessungsdampfer Penguin lotete am 26. Dezember 1895 im Tongagraben angeblich genau in derselben Position (23° 39,4′ S. B., 175° 4,2′ W. L.) zweimal nacheinander und fand 9034 und 9184, also 150 m Unterschied, was hauptsächlich der an Grabenrändern starken Bodenböschung zusammen mit einer unbemerkten Ortsveränderung durch Abtrift zuzuschreiben ist.

Die Formel für den Gesamtfehler einer Tieflotung wird also etwa so lauten:

$$\Delta h \text{ m (im Mittel)} = \pm \sqrt{(0.03\,h)^2 + (3)^2 + (1310 \operatorname{tang} {}^1/_2 \vartheta)^2}$$

Auch die besten modernen Tiefseelotungen dürften nach alledem nur innerhalb ± 5 m richtig sein, auch wenn man sie auf einen Meter genau verzeichnet. Kontrollbeobachtungen aus der eigentlichen Tiefsee liegen nur sehr spärlich

[1]) Norske Nordhavs-Expedition: Nordhavets Dybder, Temperatur og Strömninger, Kristiania 1887, S. 1 f. Vergl. auch Ann. d. Hydr. 1906, S. 562.

vor. Ich kenne aus den vielen Tausenden von Tiefseelotungen in den alljährlich von der britischen Admiralität veröffentlichten Verzeichnissen[1]) im ganzen nur 11 Fälle, wovon 8 dem steilen und rauhen Bruchrand an der chilenischen Westküste angehören. Die neunte vom Dampfer Penguin ist bereits erwähnt; die zehnte bezieht sich ebenfalls auf dieses Schiff, das am 24. Dezember 1895 unweit der Tongainseln (in 23⁰ 14.3′ S. B., 178⁰ 40.2′ W. L.) zweimal nacheinander identisch 951 m maß; die letzte bringt der Kabeldampfer Sherard Osborne am 16. Februar 1891 aus der Andamanensee, wo er in 9⁰ 1.5′ N. B., 94⁰ 43′ O. L. zuerst 1048, dann 1053 m, also 5 m mehr lotete. Zu diesen Beispielen ist zuletzt noch ein zwölftes hinzuzufügen. Als Bruce mit der Scotia aus dem antarktischen Gebiet zurückkehrte, fand er in 52⁰ 33′ S. B., 9⁰ 47′ W. L. die Tiefe von 3230 m, etwa um 1000 m weniger als an den vorangegangenen Tagen; die sofortige Wiederholung an derselben Stelle ergab 3310 m, also 80 m mehr, vermutlich unter geringer Änderung der Position. Verschiedene Schiffe auf denselben Positionen loten zu sehen, ist (außer auf rauhen Strecken entlang den Telegraphenkabeln, was nicht viel zur Sache hilft) noch seltener. Eine gewisse Berühmtheit hat aber der folgende Fall erlangt. Die deutsche Südpolarexpedition lotete am 1. Oktober 1902 nach ihrem Besteck genau auf derselben Position (0⁰ 11′ S. B., 18⁰ 15′ W. L.), wo das französische Fahrzeug La Romanche[2]) am 11. Oktober 1882 die große Tiefe von 7370 m gefunden hatte, nur 7230 m, also 140 m weniger. Wie E. v. Drygalski aber auf der Rückreise feststellte[3]), gehört diese Lotung einer trichterförmigen, auffallend steil begrenzten Einsenkung an, so daß auch hier eine kleine Abweichung in der Position die erhaltene Differenz genügend erklärt. Die Kabeldampfer üben nur insofern eine gewisse Selbstkontrolle aus, als sie nach dem erprobten Rate des Ingenieurs R. E. Peake einen gestreckten Zickzackkurs verfolgen, indem sie in der Tiefsee die Lotungen etwa 10—15 Seemeilen (19—28 km) voneinander entfernt ansetzen und so ein etwa ebenso breites Band ausloten; auf beistehender Karte (Fig. 14), ist ein Teil der von Peake so ausgemessenen Kabellinie von den Azoren nach Neuyork dargestellt. Wird das Bodenrelief bewegter, so müssen

Fig. 14. *Aus dem Lotungskurse des britischen Kabeldampfers „Britannia" westwärts von den Açoren 23–28 Mai 1898.*

[1]) List of Oceanic Depths and Serial Temperature Observations received at the Admiralty during the year . . . from H. M. Surveying Ships, Indian Marine Survey and British Submarine Telegraph Companies. Seit 1889 jährlich 1 Heft.

[2]) Ann. d. Hydr. 1884, S. 512.

[3]) Zum Kontinent des eisigen Südens, Berlin 1904, S. 637.

die Lotungen enger gesetzt (bis zu 3 Seemeilen oder 5500 m Abstand) und mehrere Bänder nebeneinander von 5—6 Seemeilen Breite ausgelotet werden. Um ganz isolierte unterseeische Vulkankuppen oder sonstige starke Unebenheiten nicht zu übersehen, hat der amerikanische Hydrograph G. W. Littlehales[1]) empfohlen, die Lotungen immer paarweise auszuführen in dem kleinen Abstand von 2 Seemeilen (3700 m), jedes Paar vom nächsten aber nicht mehr als 10 Seemeilen entfernt.

VI. Die allgemeine Morphologie des Meeresbodens.

1. Die Verteilung der Tiefenstufen und die bathographische Kurve des Weltmeers.

Die wesentlich im letzten Menschenalter ausgeführten Tiefseelotungen lassen vor allem eine Tatsache auffallend hervortreten: die irdischen Meeresräume umfassen nicht nur ungeheure Flächen, sondern diesen Flächen kommen zugleich auch gewaltige Tiefen zu, die in ihrer ungeheuren Ausdehnung alles weit in Schatten stellen, was sich auf den Festländern an Höhen von gleichem Betrag über den Meeresspiegel erhebt. Nach unseren gegenwärtigen Kenntnissen ragen von der trockenen Erdoberfläche nicht mehr als 3 Millionen qkm über 4000 m, und ½ Million qkm über 5000 m in die Lüfte empor. Dem gegenüber ergibt eine genauere Ausmessung als Fläche der mehr als 4000 m tiefen Meeresräume 185 Millionen qkm, das ist 36 Millionen mehr, als die trockenen Landflächen überhaupt enthalten, und zwar umfassen diese 185 Millionen qkm rund die Hälfte der irdischen Meeresdecke. Die Flächen von mehr als 5000 m Tiefe kommen mit 72 Millionen qkm dem halben Areal alles trockenen Landes fast gleich und bedeuten ⅕ der ganzen Meeresfläche. Noch 5.4 Millionen qkm, also wie das europäische Rußland groß, ist das Areal der Tiefen von mehr als 6000 m. Die Ozeane repräsentieren also ungeheure Hohlräume der äußeren Erdkruste, neben denen sich, wie Humboldt schon früh und treffend aussprach, die Landmassen wie gewaltige Plateaus erheben.

Die größten geloteten Meerestiefen, auch die zuletzt entdeckten, wie das Nerotief unweit der Marianeninsel Guam, gehören aber als Vertikalmaße der gleichen Größenordnung an, wie die Hochgipfel der höchsten Gebirge. Das Nerotief hat 9636 m, der Mount Everest 8840 m, also nur 800 weniger. Während aber diese höchsten Kulminationen des Trockenen jedesmal nur wenige qkm an Fläche von mehr als 7000 m umfassen, liegt die Depression des Meeresbodens, der das Nerotief angehört, der Marianengraben unterhalb 7000 m mit 49000 qkm (gleich der Fläche von Sardinien und Sizilien zusammen genommen); unter 8000 m aber liegen wahrscheinlich 22 500 qkm. Noch geräumiger sind die beiden Gräben im südwestlichen Pazifischen Ozean: der Tongagraben, der mit 123 000 qkm tiefer als 7000 m (gleich den preußischen Provinzen Ost-, Westpreußen, Pommern und Posen), und mit 63 000 qkm (wie das rechtsrheinische Bayern) tiefer als 8000 m hinabreicht, während im südlich daran stoßenden Kermadecgraben sogar 137 000 qkm über 7000 m, und 78 000 qkm über 8000 m Tiefe erreichen, mit Maximaltiefen von 9427 und 9413 m.

[1]) Amer. Journal of Science, vol. 151, 1896, p. 15.

Nachstehende Tabelle enthält eine Zusammenstellung der Gesamt- und Teilareale der Tiefenstufen des Weltmeers. Die Areale von 0, 200 und 1000 m Tiefe sind nach Hermann Wagner[1]) eingetragen, diejenigen von 2000 und 3000 m mit dem Planimeter auf den Tiefenkarten von G. Schott im Valdiviawerk und Bludau in dessen neuem Handatlas von mir gemessen. Die tieferen Stufen wurden noch mit Hilfe des vom Fürsten Albert von Monaco kürzlich herausgegebenen Atlas der Meerestiefen[2]) durch Auszählen der Eingradfelder von mir ermittelt, wofür die Tiefenkurven entsprechend neu hinzugekommenen Lotungen berichtigt worden waren.

Tabelle der Tiefenstufen im Weltmeer.

Flächen von mehr als	Millionen qkm	Prozente	Teilareale der Stufen	Millionen qkm	Prozente
0 m	365.50	100.0	0— 200 m	30.60	8.4
200 „	334.90	96.2	200— 1 000 „	16.40	4.4
1000 „	318.50	87.2	1— 2 000 „	18.05	4.9
2000 „	300.45	83.3	2— 3 000 „	36.45	9.9
3000 „	263.99	72.4	3— 4 000 „	79.01	21.7
4000 „	184.98	50.7	4— 5 000 „	112.72	30.8
5000 „	72.26	19.9	5— 6 000 „	66.88	18.4
6000 „	5.38	1.5	6—10 000 „	5.38	1.5

Zur Veranschaulichung dieser Areale dient die sogenannte hypsographische Kurve (Fig. 15). Von Hermann Wagners Zeichnung, die in den Handbüchern seit 1895 wiedergegeben wird, unterscheidet sich die neue Kurve durch eine wesentlich schwächere Aushöhlung zwischen ihren Wendepunkten bei 200 und 5750 m. Um diesen zweiten Wendepunkt, den Wagner bei 5000 m annimmt, genauer festzustellen, habe ich die Mühe nicht gescheut, nachträglich noch das Areal der Tiefen von mehr als 5500 m im Atlas des Fürsten von Monaco auszuzählen; ich fand es zu 20 830 000 qkm.

Aus der Kurve ersieht man zunächst die relative Geringfügigkeit der Flächen von weniger als 200, wie der von mehr als 5750 m Tiefe; auch daß der Übergang von der Kontinentaltafel, die bis 200 m Tiefe reicht, zur eigentlichen Tiefsee, die bei etwa 3000 m erreicht wird, ziemlich rasch erfolgt, da die Flächen zwischen 1000 und 3000 m zusammen nur 14.8 Prozent des Ganzen einnehmen. Wir werden auf Begriff und Gestalt dieses Kontinentalabhangs später noch zurückkommen. Von 3500—5500 m aber nehmen die Areale der Tiefenstufen in regelmäßigster Weise ab, wie das der hier beinahe gradlinige Verlauf der Kurve erkennen läßt. Ungleich einfacher ist die Gestalt der Kurve oberhalb von 200 m bis hinauf zu den Hochgipfeln des Festlands, wie sie hier nach H. Wagner wiederholt ist: sie sieht einer Hyperbel gleich.

Die von mir gegebenen Zahlen weichen teilweise sehr beträchtlich von denen H. Wagners ab, die er nach einer Umgestaltung der Messungen des

[1]) Gerlands Beiträge zur Geophysik, Bd. 2, 1895, S. 764. Vergl. oben S. 7.
[2]) Carte générale bathymétrique des Océans dressée par ordre de S. A. S. le Prince de Monaco. 24 Blatt. Paris 1904.

Generals v. Tillo[1]) erhielt. Die von Albrecht Penck aus Sir John Murrays Messungen abgeleiteten Areale verwirft Wagner im wesentlichen ganz[2]). Ich gebe Pencks Zahlen mit denen Tillos und Wagners in der folgenden kleinen Tabelle mit den meinigen zusammen zum Vergleiche wieder. Da jedoch nach

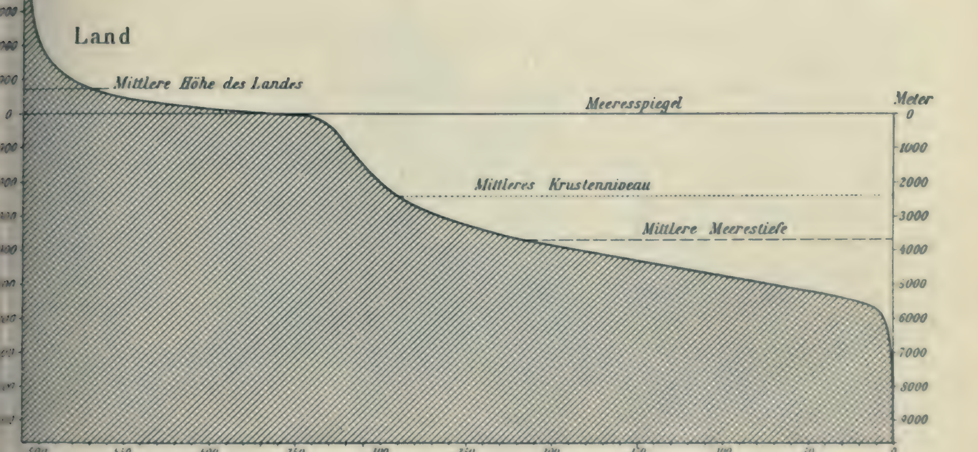


Fig. 15.

Hypsographische Kurve der Erdoberfläche.

Pencks Annahme die Meere 72.47 Prozent der ganzen Erdoberfläche ausmachen, habe ich vorher seine Werte der vollen Vergleichbarkeit halber auf das Wagnersche Verhältnis von 71.7 Wasser zu 28.3 Land reduziert.

Areale der Tiefenstufen (Millionen qkm).

	Über 1000 m	Über 2000 m	Über 3000 m	Über 4000 m	Über 5000 m	Über 6000 m
Penck	321.4	303.9	269.0	193.0	72.6	10.6
Tillo	317.7	297.8	260.6	195.3	85.1	8.6
Wagner	318.7	298.8	265.2	198.9	15.3	4.6
Krümmel . . .	(318.5)	300.5	264.0	185.0	72.3	5.4

[1]) Petermanns Mitt. 1889, S. 48 f.

[2]) Für die im Jahre 1887 veröffentlichten hat Sir J. Murray 1899 verbesserte Werte gegeben (Geogr. Journal 1899, vol. 14, 428). Versucht man eine hypsographische Kurve daraus zu konstruieren, nachdem man seine Gesamtfläche von 353.3 Mill. qkm proportional auch in den einzelnen Stufen auf 365.5 erhöht, so erhält man folgende genäherte Werte für die ersten 5 Kilometer: 320, 302, 270, 190, 73 Mill. qkm. Für 3000 Faden = 5485 m erhielte man nach Murrays Messung 24.8 Mill. qkm. Doch ist die ganze Konstruktion sehr unsicher. —

Aus dieser Zusammenstellung folgt, daß H. Wagner in seinem Bestreben, die hypsographische Kurve so zu gestalten, daß sie bestimmten Voraussetzungen genügt, in einigen Fällen stark fehlgegriffen hat, wobei allerdings zu beachten ist, daß wegen des sehr spitzen Winkels zwischen der Kurve und der Abszissenachse schon eine kleine Verschiebung in der Vertikalen genügt, um die Areale der Stufen sehr erheblich zu ändern. —

Die Ausmessung der Tiefenareale unterhalb von 4000 m nach Eingradfeldern ermöglicht uns, ihre Verteilung nach Breitenzonen näher zu untersuchen. Ich gebe in der nachstehenden Tabelle die absoluten Werte für die Zehngradzonen von 60° N. bis 80° S. B. Die in der Fig. 16 mit dargestellten Gesamtareale der Meeresflächen sind dieselben, wie sie bei früherer Gelegenheit (S. 13) bereits gebracht sind.

Areale der Tiefenstufen nach Zehngradzonen (in Tausenden qkm).

	Über 4000 m	Über 5000 m	Über 6000 m
N. 60°—50°	1 778	486	144
50°—40°	8 455	5 504	608
40°—30°	13 734	10 042	767
30°—20°	16 431	9 937	1124
20°—10°	20 307	10 245	1282
10°— 0°	20 178	5 421	141
S. 0°—10°	21 521	5 911	506
10°—20°	18 877	7 300	498
20°—30°	16 484	5 177	167
30°—40°	16 993	5 154	142
40°—50°	16 034	4 741	—
50°—60°	10 250	1 440	—
60°—70°	3 758	904	—
70°—80°	186	—	—

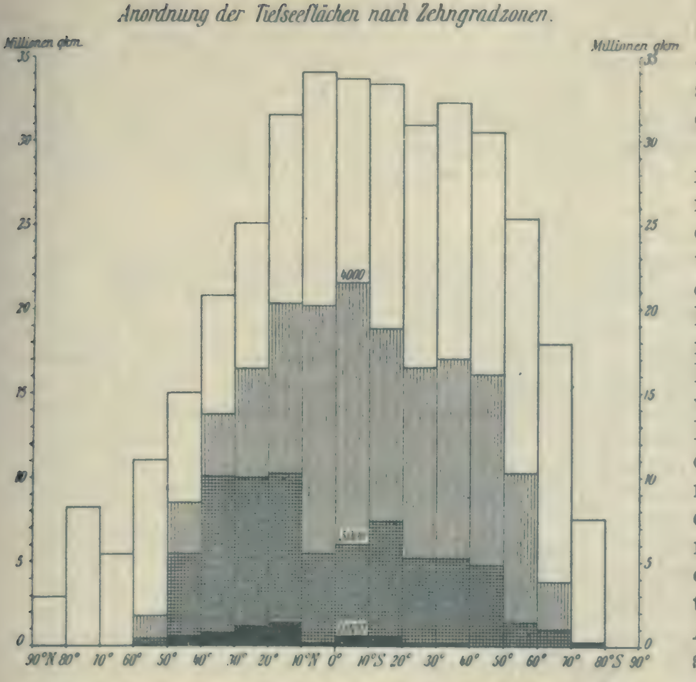
Während die größte Ausdehnung der Wasserflächen überhaupt in den Breiten zwischen 20° N. und 50° S. B., also wesentlich südlich vom Äquator liegt, verschiebt sich die Ausdehnung der Tiefsee von 4000 m abwärts mehr auf die nördliche Seite der Tropenzone. Die Flächen von mehr als 5000 und 6000 m haben ihre größte Entwicklung zwischen 40° und 10° N. B. Diese Ausdehnung und Lage der tiefsten Hohlräume der äußeren Erdkruste steht in merkwürdiger Analogie zum Verhalten der größten Massenerhebung auf der Erdoberfläche, die ja ebenfalls den Subtropen der nördlichen Halbkugel angehört. Beides enthält einen Hinweis darauf, daß die dislozierenden Kräfte der Erdkruste ihre höchste Leistungsfähigkeit entfaltet haben in dem Erdgürtel zwischen 10° und 40° N. B., wie sie ja auch die Hauptlandmassen nördlich vom Äquator angehäuft haben.

2. Die allgemeinen Merkmale des ozeanischen Bodenreliefs.

Wenn wir die großen Meeresräume als gewaltige Hohlräume bezeichnet haben, so ist das nicht so zu verstehen, als ob ihr Boden nach außen hin im ganzen konkav verliefe. In Wirklichkeit ist die nach außen hin konvexe,

Fig. 16.

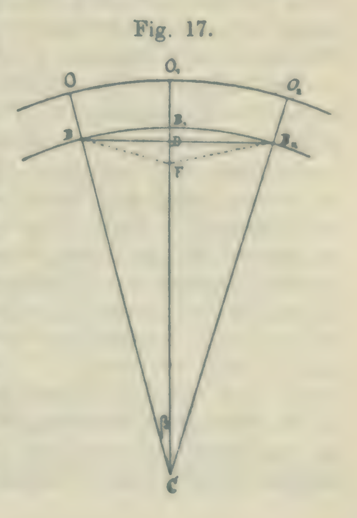
Anordnung der Tiefseeflächen nach Zehngradzonen.



aufgewölbte Form, wie sie Teilen einer Kugeloberfläche entspricht, durchaus die Regel; der Krümmungsradius des Meeresbodens weist durchaus überwiegend nach dem Erdinnern hin und hält sich meistens vom Erdradius nur wenig entfernt. Konkave Stellen, deren Krümmungsradius von der Bodenfläche nach außen oder oben hin gerichtet ist, bilden die Ausnahme; sie sind aber, wie wir sehen werden, für gewisse Randzonen tiefer ozeanischer Einsturzbecken, namentlich der Nebenmeere, ein charakteristisches Merkmal.

Es sei in Fig. 17 der Erdmittelpunkt in C, die Meeresoberfläche $O\,O_1$; so ist, wenn die geloteten Tiefen O und O_1 gleich sind, der Boden parallel der Meeresoberfläche und der Krümmungsradius identisch mit den Stücken $B\,C$ und $B_1\,C$ des Erdradius, die Erde als Kugel gedacht. Ist aber die Meerestiefe in O_1 gleich $O_1\,D$, wobei $B\,D$ senkrecht auf $O_1\,C$ steht, so wird der Krümmungsradius $= \infty$. Der Boden liegt dann in einer tangentialen Ebene. Wächst die Meerestiefe noch weiter auf $O_1\;F$ und nimmt sie in der Richtung auf $C\,O_2$ wieder ab, so ist das Bodenstück $B\,F\,B_2$ nach außen hin konkav. Im ersten Falle, bei völligem Parallelismus zwischen Ober- und Bodenfläche, ist der Böschungswinkel bei B gleich Null. Wächst der Böschungswinkel weiter, so bleibt die normale Konvexität des Bodens erhalten, solange der Winkel nicht den Wert $= D\,B\,B_1$ erreicht. Sobald er diesen überschreitet, tritt der Übergang zur Konkavität ein. Diesen kritischen Böschungswinkel

Fig. 17.



$D B B_1 = \varphi$ kann man sehr leicht finden. Ist der Winkel $O C O_1 = \beta$, so ist φ als Peripheriewinkel $= \frac{1}{2} \beta$. Drückt man nun den Abstand der Orte O und O_1 an der Meeresoberfläche in Seemeilen, also in mittleren Bogenminuten einer kugelförmigen Erde, aus, so folgt die einfache Regel: der kritische Böschungswinkel, der zwischen zwei Lotungspunkten den Übergang vom konvexen zum konkaven Verlauf des Bodenreliefs bezeichnet, ist in Bogenminuten ausgedrückt gleich dem halben Betrage des in Seemeilen angegebenen Abstands der beiden Lotungspunkte.

Hier einige Beispiele. In der Mitte der Straße von Dover in 6.8 Seemeilen oder 12 km Abstand vom C. Blanc Nez sind 62 m Tiefe gelotet; für diesen Abstand ist der kritische Böschungswinkel = 0° 3′ 24″. Die wirkliche Abböschung vom Strande (Kartenniveau) ab dahin berechnet sich zu 0° 16′ 56″. Der Boden verläuft also hier in stark konkaver Krümmung; dem kritischen Böschungswinkel entspräche eine Meerestiefe von nur 12.5 m. — Im offenen Atlantischen Ozean lotete der Kabeldampfer Podbielski im Juni 1902 in 39° 11.2′ N. B. und 66° 12.7′ W. L. 4598 m und 23 Seemeilen nordöstlich davon 4672 m. Der wirkliche Böschungswinkel ist hier = 0° 5′ 58″, der kritische wäre = 0° 11′ 30″, also fast das Doppelte; folglich ist der Meeresboden hier konvex. — Das Schwarze Meer hat in 34° O. L. eine Breite von 2° 10′ und in der Mitte eine größte Tiefe von 2240 m; als Ganzes genommen bildet aber der pontische Boden noch kein konkaves Becken, denn hierzu wäre eine Tiefe von 2628 m nötig. An seinen Rändern freilich ist das Becken konkav geformt, da die Tiefenlinien von 200 und 2000 m öfter nur 10 Seemeilen Abstand haben und Böschungen bis zu 6° vorkommen. — Das 4° 40′ im Bogen oder 518 km breite Celebesbecken müßte, um eine wirkliche Hohlform der Erdkruste zu werden, nicht 5111 m, sondern fast doppelt so tief (10 560 m) sein. Ähnlich wie beim pontischen Becken sind aber die Ränder konkave Gebilde: 30 Seemeilen westlich von der Gr. Sangirinsel sind 4572 m gelotet, was eine Böschung von 4° 35′ ausmacht.

Neben diesem „kritischen" Böschungswinkel ist es aber noch lehrreich festzustellen, daß die kleinste Bodenneigung, die das menschliche Auge noch als Abweichung von der Horizontalen deutlich wahrnimmt, nämlich ein Gefälle von 1 : 200 oder 0° 17′ in den offenen Ozeanen auf großen Bodenstrecken tatsächlich nicht erreicht wird. Auf dem Lotungskurse des Kabeldampfers Britannia (Fig. 14, S. 84) wird dieses Grenzgefälle nur im östlichen, den Azoren nahen Stücke (38° bis 35° W. L.) entschieden überschritten, schwächer auch noch am westlichen Ende. Im Osten findet sich einmal zwischen den Lotungen 4544 und 4096 der verhältnismäßig große Böschungswinkel von 1° 5′ 40″. Dagegen kommt im ganzen übrigen Kurse zwischen 46° und 38½° W. L. nur einmal eine starke Böschung vor (zwischen 4622 und 4593 m bei 40° W. L. 0° 30′ 44″), die mit bloßem Auge sichtbar sein würde. Der durchschnittliche Böschungswinkel der 25 Intervalle zwischen allen Lotungen überschreitet den Grenzwinkel noch ein wenig (0° 18′ 42″), er wird aber in 15 Fällen nicht erreicht und auf der Teilstrecke zwischen 38½° und 46° W. kommt der durchschnittliche Böschungswinkel nur auf 0° 9′ 42″. Alles das erinnert an die Gefälle, die sich auf den Ebenen des Festlandes, freilich nur für längere Strecken als Durchschnittsmaße, ergeben. So senkt sich, nach

A. Supan[1]), die Münchener Hochebene von Holzkirchen bis Moosburg unter einem Winkel von 0° 14′, die Poebene vom Alpenrande nach der mittleren Flußrinne unter 0° 8′. Auch das Gefälle des Pommerschen Landrückens zwischen Lauenburg und Preußisch-Stargard beträgt im Durchschnitt nach NW. hin 0° 19′ und nach SO. 0° 17′ — wobei allerdings noch der sehr gewichtige Unterschied festzuhalten ist, daß der Meeresboden aller Modellierung im kleinen entbehrt, wie sie das fließende Wasser auf dem Lande zu schaffen pflegt.

Hieraus ist also auf eine gewisse Schlichtheit oder Ebenheit des Meeresbodens zu schließen, und die reichen Erfahrungen der Kabeltechniker lassen diese Schlußfolgerung auch für die meisten übrigen Meeresräume gelten. Wenn Alexander Agassiz[2]) als eine der auffälligsten Tatsachen, die seiner neusten Lotungsfahrt mit dem Forschungsdampfer Albatros im Winter 1904—1905 im Südostteil des Pazifischen Ozeans zu verdanken sind, hervorhebt, daß er auf der 3200 Seemeilen oder 5925 km langen Strecke zwischen Mangarewa im östlichen Paumotugebiet und der mexikanischen Küste bei Acapulco überhaupt keine größeren Tiefenunterschiede gelotet habe als 400 Faden oder 730 m, so könnte man vielleicht einwenden, daß seine täglich einmaligen, also wohl an 200 Seemeilen voneinander entfernten Lotungen für eine solche Behauptung nicht viel beweisen, indem er etwa eingeschaltete Unebenheiten eben zufällig nicht entdeckt habe. Wir haben aber auch genauere Lotungen im inselfreieren Teil des nördlichen Pazifischen Ozeans, die eine auffällige Schlichtheit des Bodenreliefs erweisen. Für die Linie des amerikanischen Kabels zwischen den Midwayinseln und Guam ist vom Dampfer Nero[3]) ein Band von rund 40 Seemeilen Breite ausgelotet. Auf der 810 Seemeilen oder 1540 km langen Strecke zwischen 164° und 178° O. L. finden sich auf der amerikanischen Seekarte (H. O. Nr. 528) genau 100 Lotungen. Von diesen ist die kleinste (5510 m) von der größten (6277) nur um 767 m verschieden; auf einem 100 Seemeilen langen Teilstück zwischen 173° und 175° O. L. ist die mittlere Tiefe von 14 Lotungen 5938 m, mit Abweichungen von + 36 und — 38 m. Auf einem anderen Stück zwischen 155° und 160° O. L. ergeben 37 Lotungen eine Mitteltiefe von 5790 m und Abweichungen der einzelnen von + 103 bis — 112 auf 550 km Streckenlänge. Das beweist auf alle Fälle eine ganz geringfügige vertikale Gliederung für große Teile des Pazifischen Ozeans. Die ganze Technik der unterseeischen Telegraphenkabel verdankt ihre großen Erfolge in der Tat sehr wesentlich dieser allgemein sehr schlichten Gestaltung des Bodenreliefs. Über rauheres Gelände mit schroffen Abfällen und steinigem Grund verlegte Kabel nehmen zwischen den Aufhängepunkten die Gestalt der gefürchteten Kettenlinie an, deren Spannung kein Kabel aushält. Solche Gebiete mit steilen Gehängen sind, wie wir sehen werden, an den Rändern der Tiefseebecken öfter nicht zu umgehen; sie sind die Stätten häufig wiederkehrender Kabelstörungen und Reparaturen. —

[1]) Grundzüge der physischen Erdkunde. Leipzig 1903, S. 238.

[2]) Bulletin of the Museum of Compar. Zoology, Harvard Coll., vol. 46, Nr. 4, 1905.

[3]) Soeben veröffentlicht in allen Einzelheiten von James M. Flint im Bull. U. S. National Museum Nr. 55, Washington 1905.

Die moderne Orographie hat ein einfaches Hilfsmittel, den mittleren Böschungswinkel unebener Oberflächenteile zu bestimmen: auf einer Karte mit äquidistanten Isohypsen wird die Länge dieser letzteren mit dem Kurvimeter ausgemessen, die Summe aller dieser Längen mit der vertikalen Äquidistanz der Isohypsen multipliziert und das Produkt durch das Areal der ausgemessenen Fläche, diese auf den Meeresspiegel projiziert gedacht, dividiert. Es ist dann:

$$\operatorname{tang} \alpha = h \,.\, \Sigma(l) : A.$$

K. Peucker[1]) hat hiernach bereits für den nördlichen Teil des Adriatischen Meeres eine solche Berechnung ausgeführt und $\alpha = 0^\circ\,30'$ erhalten. Für das Schwarze Meer habe ich Isobathen von je 0.2 km Abstand konstruiert und für $\Sigma(l) = 25\,200$ km und $A = 458\,000$ qkm den Winkel $\alpha = 0^\circ\,37'\,46''$ gefunden. Der Tongagraben hat trotz seiner gewaltigen Tiefen nach meinen Ausmessungen unterhalb von 1 km Tiefe nur einen mittleren Böschungswinkel von 0° 10′ 35″ (es wurde ostwärts von der 1000 m-Isobathe ein Areal von 448 000 qkm untersucht), da dem steilen Abfall im Westen eine um so sanftere Neigung im Osten gegenübersteht. Für ganze Ozeane ist die Ausmessung zeitraubend, und man muß auf Karten in Merkators Projektion die Konstante seines Kurvimeters für jede Fünfgradzone neu bestimmen; nur für die Tropenzone zwischen 0° und 20° B. genügen hierfür Zehngradzonen, da die Isobathen so viel Willkürliches enthalten, daß demgegenüber der Projektionsfehler vernachlässigt werden kann. Auf Blatt A, I des Tiefenatlas des Fürsten von Monaco in dieser Weise arbeitend habe ich für den Nordatlantischen Ozean zwischen 0° und 47° N. B. ohne die Nebenmeere folgende Böschungswinkel ausgemessen.

Mittlere Böschungswinkel im Nordatlantischen Ozean (0° bis 47° N. B.).

Zone	Isobathenlängen (km)	Areal (qkm)	Mittlerer Böschungswinkel	Gefälle
47° bis 40°	42 440	3 927 000	0° 37′ 9″	1 : 93
40°—35°	35 010	3 328 000	0° 36′ 10″	1 : 95
35°—30°	26 040	3 712 000	0° 24′ 7″	1 : 143
30°—25°	25 250	3 636 000	0° 23′ 53″	1 : 144
25°—20°	27 450	3 292 000	0° 28′ 40″	1 : 120
20°—10°	46 160	5 523 000	0° 28′ 44″	1 : 120
10°— 0°	39 690	6 584 000	0° 20′ 44″	1 : 166
0° bis 47°	242 040	30 002 000	0° 27′ 44″	1 : 124

Der Gesamtwinkel könnte vielleicht auffallend hoch befunden werden, aber wenn man die reiche Entwicklung der Isobathen in Betracht zieht und die Steilheit der Beckenränder bedenkt, wird man einen Winkel von der erhaltenen Größenordnung jedenfalls als brauchbar auch zu Verallgemeinerungen anerkennen.

[1]) Beiträge zur orometr. Methodenlehre, Breslauer Dissertation, 1890, S. 40 und Verhandl. des 5. int. Kongresses der geogr. Wissenschaften, Bern 1892, S. 546.

Wie unbedeutend aber ein so kleiner Böschungswinkel ist, mag noch aus folgender Anwendung hervorgehen. Nach Peucker erhält man das wahre Areal einer modellierten Oberfläche, wenn man deren auf die Basis (Meeresspiegel) projiziertes Areal mit der Sekante des mittleren Böschungswinkels multipliziert. Auf die Meeresräume von insgesamt = 361,1 Millionen qkm den Böschungswinkel von 0° 27′ 44″ (als in erster Annäherung brauchbar) anwendend finden wir als Zuwachs, den das Bodenrelief der ebenen Fläche hinzufügt, nur 12 000 qkm oder 1/380 000. — Zum Vergleiche sei angeführt, daß der mittlere Böschungswinkel des Tegernsees 5° 30′, des Königsees 20° 30′, des Vesuvs 15° 40′ (nach Peuckers Messungen) beträgt. —

Ein weiteres Hilfsmittel, um die größere oder geringere Unebenheit eines Reliefteils der Erdoberfläche auszudrücken, hat A. Penck angegeben[1]), indem er die in einer gewissen Flächeneinheit vorhandenen größten Tiefenunterschiede aufsucht. Voraussetzung für solche Vergleiche ist eine gute und vollständige Auslotung des betreffenden Gebiets. In der Nordsee westlich von Helgoland zwischen 54° und 54½° N. B. zeigen die Fünfminutenfelder in sich nur Tiefenunterschiede von durchschnittlich 2.8 m, „welches Maß der Unebenheit weit geringer, als das bislang irgendwo auf dem Lande in der Ebene entwickelte ist“. Auch westlich von der felsigen Küste der Adria findet Penck in den (dort ein wenig größeren) Fünfminutenfeldern als „Unebenheit“ nur 25 m. Für den Nordatlantischen Ozean legt er Zweigradfelder zu Grunde und findet auf dieser großen Flächeneinheit in dem Streifen zwischen 45° und 53° N. B. die Unebenheit zwischen 800 und 1200 m, während sich im benachbarten Mitteleuropa im Streifen zwischen 44° und 54° N. B. auf der gleichen Flächeneinheit 1520 m, und, mit Ausschaltung der 7 Trapeze der alpinen Erhebung, kaum 1100 m ergaben. Penck schreibt demnach dem nordatlantischen Meeresboden einen ähnlichen Wechsel der massigen Erhebungen zu, wie dem mittleren reichgegliederten Europa. Und da sich in der Nordsee innerhalb der Zweigradfelder nur ein mittlerer Tiefenunterschied von 112 m zeigt, der noch beinahe auf die Hälfte (64) heruntergeht, wenn man die norwegische Rinne ausläßt, so scheint ihm „die fast völlige Ebenheit des Bodens nur der Flachsee, nicht auch der Tiefsee zuzukommen“. Wir werden in der Folge dieser richtig festgestellten Tatsache noch in anderem Zusammenhange gedenken, wo wir von den Unterschieden der Groß- und Kleinformen im Bodenrelief der Meere handeln.

Pencks Begriff der „Unebenheit“, so lehrreich er ist, trifft jedoch nicht den eigentlichen Hauptunterschied in der Bodengestaltung der Ozeane und der Festländer. Die absoluten Maße der Unebenheit können bei beiden Gebieten der Erdoberfläche sehr ähnlich sein, aber doch einem ganz verschiedenen Relieftypus angehören. In einem ganzen nordatlantischen Zweigradfeld ist vielleicht überhaupt nur eine große Ausmuldung vorhanden, die den ganzen Raum einheitlich erfüllt und dabei 1200 m Tiefenunterschied von der Mitte zum Rande besitzt, während im mitteleuropäischen Berggelände die Oberfläche im gleich großen Zweigradfelde vielleicht 100- oder 200mal auf und nieder pendelt und die höchste Schwel-

[1]) Morphol. der Erdoberfläche, I, 93; II, 606.

lung im Vergleich zur tiefsten Talsenke dann auch nur eine Höhendifferenz von 1200 m ergibt. Im Profilschnitt betrachtet wird sich der mitteleuropäische Boden in raschem Rhythmus auf und nieder bewegen, während der Meeresboden auf gleicher Basislänge nur in einer sanft geschwungenen Kurve mit wenigen Wendepunkten verläuft. Zählen wir auf einer Längeneinheit eines mittleren Breitengrades (60 Seemeilen oder 111 km), wie oft die Profilkurve eine Erhebung zeigt, so werden wir damit einen ziffermäßigen Ausdruck für den verschiedenen Rhythmus des Bodenreliefs auf dem Lande und am Meeresgrunde erhalten. Oder wir können auch den durchschnittlichen Abstand der Schwellungen oder Erhebungen voneinander berechnen und danach den Begriff der mittleren Muldenbreite aufstellen, die dann zum Rhythmus in einem reziproken Verhältnis stehen wird. Indem wir möglichst viele Profilschnitte, sowohl an Meridianen, wie an Parallelen entlang, konstruieren und abmessen, können wir eine brauchbare Zahl für das, was man reich oder schwach bewegtes Relief nennt, erhalten. Als ein drittes, sekundäres Merkmal ist dann auch noch die mittlere Muldenhöhe oder -tiefe zu bestimmen.

Auf der Karte des Deutschen Reichs im Maßstabe 1 : 100 000 zeigt das Blatt Göttingen entlang 51° 42′ und 36′ N. B. 23 und 36 Erhebungen, entlang 27° 40′ und 50′ O. L. (Par.) deren 27 und 25, was auf die Längeneinheit von 111 km reduziert im Durchschnitt 101 ergibt. Auf dem Blatte Bromberg derselben Karte erweist sich das diluviale Relief noch von rascherem Rhythmus bewegt; in 53° 6′ und 12′ sind 39 und 54 Erhebungen, entlang 35° 40′ und 50′ O. L. (Ferro) 61 und 57, woraus für die Längeneinheit von 111 km als mittlerer Rhythmus = 193 folgt. In ähnlicher Messung und Berechnung erhalte ich auf dem Blatte Bamberg 80, im Alpengebiet auf dem Blatte Schliersee 140. Auf der österreichischen Generalstabskarte in 1 : 75 000 ergibt sich (Blatt VII, 17) zwischen Fusch und Heiligenblut für die Hohentauern aus 5 Profilen ein Rhythmus von 102; auf der Dufourkarte Blatt 19 (Bellinzona-Chiavenna) nach 6 Profilen 83, für Blatt 18 (Brieg-Airolo) aus 5 Profilen 86, für Blatt 7 (Porrentruy-Solothurn, also für den Jura) 76. — Hieraus ist zu entnehmen, daß dem mitteleuropäischen Bodenrelief ein Rhythmus von 70 bis 200 oder eine Muldenbreite von 1.5 bis 0.5 km zukommt, wobei das diluviale Norddeutschland mit seinen kleinbuckligen, auf kurzen Abständen (500 m!) rasch auf und nieder gehenden Profilen ein Maximum, die großzügigen Riesenfalten des Hochgebirges ein Minimum der Schwingungen, aber ein Maximum der Muldenbreite (1500 m) und Muldenhöhe aufweisen.

Für den Meeresboden liefern die sehr dicht gestellten Lotungen der Kabeldampfer das Material für Ausmessungen dieser Art. Legt man durch das meist 14 bis 20 Seemeilen breite Band, das der deutsche Kabeldampfer Podbielski im Sommer 1902 zwischen den Azoren und den Gründen vor dem Kanal ausgelotet hat, ein Längsprofil, so zeigt dieses auf der Strecke von 1800 km nur 15 Sättel, also auf die Einheit von 111 km reduziert, im Mittel nur 1.1. Dabei handelt es sich noch um ein keineswegs besonders ebenes Stück atlantischen Bodens, denn die bereits mehrfach erwähnte Lotungsreihe der Britannia (S. 84), die in allen ihren wesentlichen Merkmalen durch spätere, dazwischen fallende Lotungen des Podbielski durchaus bestätigt wird, zeigt auf der ganzen Strecke 6 Erhebungen, also einen „Rhythmus" von 0.67, so daß die mittlere Muldenbreite hier 90 Seemeilen oder 167 km beträgt, gegen 120 km im vorigen Falle. Auf der Kabellinie von den Midwayinseln nach Guam sind auf dem

Lotungsbande von 40 Seemeilen Breite und 2340 Seemeilen Länge nur 29 Erhebungen festzustellen, was einen Rhythmus von 0.74 oder eine Muldenbreite von 149 km ergibt.

In der Nordsee zeigt die deutsche Seekarte im Maßstabe von 1 : 800 000 eine homogene Lotungsreihe über den nördlichen Teil der Nordseebank hinüber von Whitby zur norwegischen Küste beim Siregrund (zwischen Ekersund und Listerfjord) mit insgesamt nur 9 Schwellen auf 325 Seemeilen, also einen Rhythmus von 1⅔ oder eine Muldenbreite von 67 km. Entlang 55° 5′ N. B. von Shields über die Doggerbank nach der Nordspitze von Sylt sind die entsprechenden Werte 1.9 und 58, entlang 54° 25′ N. B. (Whitby-Hever) geht der Rhythmus auf 2.1 und die Muldenbreite auf 54. Im südlichen Teil der Nordsee wird die Gliederung dann reichlicher. Zwischen Lowestoft und Ymuiden (Deutsche Seekarte 63) wird der Rhythmus = 6, die Muldenbreite 19.5; zwischen Walton und Nieuport quer über die Bänke der Hoofden hinweg wächst der Rhythmus auf 13, nimmt die Muldenbreite auf 9.8 km ab. — Ein Schnitt durch das Kattegat entlang 57° N. B. vom Liimfjord nach der Hallandküste ergibt sogar einen Rhythmus von 16, eine Muldenbreite von nur 7 km. — Nach der französischen Seekarte 3855 besitzt dagegen die Neufundlandbank entlang 46° N. B. wieder nur den Rhythmus = 1 und die Muldenbreite = 102 km. Die reichere Gliederung darf also nur einem Teil der seichteren Meeresgebiete zugeschrieben werden.

Für die mittlere Muldentiefe mag beifolgende kleine Zusammenstellung einen ersten Anhalt gewähren; es handelt sich um einzelne der bereits soeben erwähnten Profile.

Azoren—Kanal	370 m	(zwischen	50	und	700 m)
Midwayinseln—Guam	1150 m	(„	45	„	6000 m)
Shields—Sylt	18 m	(„	2	„	64 m)
Walton—Nieuport	17 m	(„	8	„	43 m).

Die Muldentiefen sind so gemessen, daß das arithmetische Mittel aus den beiden Tiefenunterschieden von der tiefsten Stelle nach den beiden benachbarten Erhebungen genommen wurde. Die Muldentiefe scheint sich ähnlich zu verhalten, wie die „Unebenheit“ nach Pencks Definition. Doch bedarf es noch zahlreicherer Messungen, als sie für den vorliegenden Zweck ausgeführt werden konnten.

Übrigens läßt sich aus der mittleren Muldenbreite und -tiefe auch der mittlere Böschungswinkel noch berechnen. Für die vier zuletzt genannten Profile wird er, wie folgt.

Azoren—Kanal:	0° 21′ 12″	Shields—Sylt:	0° 2′ 8″
Midwayinseln—Guam:	0° 53′ 4″	Walton—Nieuport:	0° 11′ 56″.

Abermals zeigt sich hier der Boden der Nordsee erheblich schlichter geformt als die beiden ozeanischen Kabelstrecken, deren Böschungswinkel den bereits früher angegebenen entsprechen.

Daß bei allen den hier zuerst vorgeschlagenen Messungen stark subjektive Urteile über den Begriff der Schwelle oder Mulde im einzelnen unterlaufen und das Bewußtsein davon unter Umständen störend ist, wird jedem, der die Messungen etwa wiederholt, klar werden. Es empfiehlt sich daher, die Folgerungen aus den gewonnenen morphologischen Zahlenwerten nicht auf die Spitze zu treiben; nur in ihren großen Gegensätzen haben sie volle Bedeutung. Als solche dürfen wir zusammenfassen: auf der einen Seite die großzügige, in breiten Flächen schlicht und sanft ge-

schwungene und dabei doch ausgiebig in den absoluten Dimensionen vertikal entwickelte Gliederung der gewaltigen ozeanischen Becken; sodann die nur wenig gesteigerte Gliederung der flacheren Nebenmeergebiete mit einer sehr geringen Schwingungsamplitude im Wellenverlauf der Profile. Auf der anderen Seite das in raschem Wechsel von Berg und Tal auf und ab wogende Relief des gebirgigen Festlands, wobei der kräftigen alpinen Höhenschwingung auch ein breiterer Rhythmus entspricht, während das diluviale Relief in unruhigster, flimmernder Schwingung kürzeste Rhythmen und kleinste Amplituden miteinander vereinigt und so das gegensätzlichste Extrem gegen das ozeanische Bodenrelief darstellt.

Die Ursachen dieser auffallenden Unterschiede sind keineswegs schwierig zu finden: es sind eben die ausgestaltenden Kräfte am Boden der Ozeane andere, als auf der trockenen Erdoberfläche der Kontinente. Dem Meeresboden fehlt nicht nur die der Schwerkraft folgende ausfurchende Tätigkeit der meteorischen Gewässer, sondern auch die Vorgänge der Dislokation tragen, wie es scheint, dort einen milderen Charakter, indem die Faltungen breiter und Verwerfungen seltener, außerhalb der Randzonen fast gar nicht, auftreten. So sind die Begriffe des Rhythmus und der Muldenbreite ein lehrreiches Hilfsmittel, großzügige Unterschiede im Aufbau der verschiedenen Erdrindenstücke, soweit sie nämlich dem Meer oder dem Festland angehören, aufzudecken und übersichtlich in Maß und Zahl zum Ausdruck zu bringen.

Es gab eine Zeit, wo man sich die Meeresbecken durchzogen dachte von Seegebirgen. In phantasievoller Auffassung entwickelte einst (1752) Philippe Buache ein ganzes System solcher Gebirgszüge, die wie eine Art von Gerüst (*charpente du globe*) oder nach des Paters Athanasius Kircher früherem Ausdruck, wie ein Skelett (*ossatura globi*) dem gesamten Bau der Erdoberfläche Form und Halt gäben, wobei sie in mächtigen Maschen Land und Meer gleicherweise überspannen sollten. Nichts von solchen Seegebirgen ist in den Meeresbecken zu finden. Nur in sanften Schwellen, deren Neigung selten 1° übersteigt, sind sie an ihrem Boden gegliedert, und nur die Sockel der ozeanischen Inseln und der Kontinente erheben sich in etwas steileren Winkeln. Auch diese würden meistens, wenn man sie sich trocken gelegt dächte, den Lungen eines Fußgängers keine besondere Anstrengung zumuten, da wir täglich in den Straßen unserer Städte Gefälle von 2° bis 3° zu überwinden gewohnt sind.

Steil sind die Böschungen, mit denen viele ozeanische Inseln vom Tiefseeboden aufsteigen. Dr. Franz Dietrich hat in einer fleißigen Untersuchung[1]) namentlich an Inselvulkanen Gehängewinkel festgestellt, wie sie nicht anders an den festländischen Vulkankegeln vorkommen. So fand er an der Insel St. Helena Böschungen von 38½° und 40°, an Tristan d'Acunha von 33½°, am atlantischen St. Paul sogar auf kurze Strecken von 62°, diese sämtlich in den obersten 300 m. Tiefer hinab sind die Neigungen etwas mäßiger. So bei St. Thomé im Golfe von Guinea zwischen

[1]) 5. Jahresber. der Geogr. Ges. in Greifswald und Inauguraldissertation, Greifswald 1892.

1750 und 2530 m Tiefe mit 15°, gegenüber 20° bis 30° auch hier in den oberen Teilen. Der unterseeische Sockel von Jan Mayen hat an der Ostseite zwischen 620 und 1940 m Tiefe 6¾° und von da bis 2330 m 4°. An den mittelmeerischen Vulkaninseln sind ebenfalls Winkel von 15 bis 22° nicht ungewöhnlich; in der großen Caldera von Santorin steigen sie über 50°. Von den Hawaiischen Inseln fällt Molokai nach Norden hin bis 3800 m Tiefe mit 6¼° ab. — Bei den nichtvulkanischen Inseln sind die Winkel oft geringer, am bedeutendsten bei den Bruchinseln der Mittelmeere, wo Kuba unter 76° W. L. nach Süden hin bis 2625 m mit 35½° abfällt. Bei Koralleninseln, die vielfach einen vulkanischen Kern umschließen, sind die Böschungen ebenfalls bedeutend. So um die Bermudasinseln herum, deren Sockel nach NW. mit 16½° bis 3840 m absinkt. An den Luciparainseln der Bandasee hat kürzlich J. van Baren[1]) Böschungen berechnet, die von der Riffkante 2 km hinaus im Durchschnitt 34.7° betragen, wobei zwischen 200 und 400 m Tiefe fast 50° erreicht werden, in den größeren Tiefen aber nur 16° bis 19°. Dietrich findet als durchschnittliche Böschung der zahlreichen von ihm ausgemessenen Koralleninseln von der Riffkante bis 300 m nicht weniger als 17° 22′, und zwischen 2500 und 3000 m noch 11° 36′, und selbst am Fuße der Sockel in 3000 bis 4500 m Tiefe kommen noch Winkel von 7° vor. Zum Vergleiche sei angeführt, daß die Böschung eines der schönsten Vulkane, des auf den japanischen Landschaftsbildern obligaten Fusiyama nach J. Rein an den steilsten Stellen unweit des Gipfels 35°, in 1500 bis 2400 m noch 23° und 24°, an der Basis noch 12° bis 13° beträgt.

In zahlreichen Fällen waren offenbar die vulkanischen Kräfte nicht stark genug, solche Inselkegel bis über den Meeresspiegel hinauf zu bauen: es kamen nur embryonale Kuppen zu stande, deren Gipfel meist Hunderte von Metern noch unter Wasser liegen und nur selten in ankerbare Tiefen heraufreichen. Die fortschreitenden Kabellotungen haben diese richtigen Seeberge in sich mehrenden Beispielen enthüllt; der Kabeltechniker meidet ihre steilen und felsigen Gehänge, an denen die Kabel zerreißen. Auch mit ihnen hat sich Franz Dietrich, sodann G. W. Littlehales und zuletzt G. Schott beschäftigt[2]). Ich gebe in nachstehender Tabelle eine Liste der näher bekannt gewordenen Gebilde dieser Art.

Die ersten sechs der aufgezählten Berge liegen in dem Winkel zwischen Gibraltar, Madeira und den Kanarischen Inseln; nur eine ist aus dem Indischen Ozean (Essexkuppe Nr. 12). die übrigen aus dem Pazifischen Ozean und das letzte Dutzend zumeist in der Verlängerung der Samoainseln nach Westen hin gelegen. Andere noch sonst angelotete flache Stellen gehören Rücken an (wie die Valdiviahöh), die später zu erwähnen sein werden. In vielen Fällen ist die vulkanische Natur dieser Seeberge durch mit dem Lot aufgeholte Gesteinsproben bezeugt. wobei es sich um

---

[1]) Encyclopaedie van Nederl. Indie, dl. 4, Leiden 1905, p. 795.

[2]) F. Dietrich, Festländische Reliefformen auf dem Meeresboden. Osterprogramm der höheren Mädchenschule des Klosters St. Johannis, Hamburg 1895. Littlehales, The average Form of isolated submarine Peaks, Hydrogr. office paper No. 95. Washington 1890. G. Schott, im Valdiviawerk, Ozeanographie, Bd. 1, S. 100 und Tafeln 3—6. — Die Tabelle S. 98 ist wesentlich aus der List of Oceanic Depths vervollständigt.

Verzeichnis isolierter unterseeischer Vulkankuppen.

Namen und Jahr der Entdeckung.	Position		Flachste Stelle (m)	Relative Höhe über dem Tiefseeboden (m)	Größter Böschungswinkel	Bemerkungen über die Gestalt u. Ausdehnung
	Breite	Länge				
1. Josephinenbank (1869)	36° 40′ N.	14° 6′ W.	150	1600	üb. 21°	Flache Doppelkuppe
2. Gettysburg-(Gorringe) Bk. (1876)	36° 30′ „	11° 35′ „	59	3900	44°	Flacher Tafelberg, 11 : 9 km
3. Haywardkuppe (1883)	34° 50′ „	11° 55′ „	662	3200	80°	Einseitig steile sonst flach gewölbte Kuppe
4. Seinebk. (1882)	33° 46′ „	14° 20′ „	146	4100	21°	Flacher Tafelberg, 11 : 6 km
5. Daciabk. (1883)	31° 10′ „	13° 40′ „	91	3200	43°	ebenso, 13 : 14 km
6. Concepcionbk. (1883) .	29° 58′ „	12° 48′ „	179	2500	25°	ebenso, 41 : 26 km
7. Doricbk. (1889)	18° 57′ „	18° 15′ „	102	2700	?	—
8. Faradayberge (1882) .	49° 41′ „	29° 10′ „	1143	2000	35°	Mehrere felsige Kegelkuppen
9. Miniaberge (1903) . . .	53° 21′ „	35° 10′ „	1157	2000	?	ebenso
10. Princesse Alicebk. (1895)	37° 58′ „	29° 18′ „	44	2000	17°	Tafelberg mit 400 qkm Fläche oberhalb 500 m
11. Azorbk. (1897)	38° 8′ „	29° 8′ „	230	1700	19°	rundl. Tafelberg
12. Essexkuppe (1886) . .	10° 12′ „	55° 55′ O.	1567	2800	?	nur einzelne Lotung
13. Erbenkuppe (1877) . .	32° 54′ „	132° 33′ W.	710	3500	21°	Kegelkuppe
14. Tuscarorakuppe (1877)	32° 25′ „	128° 15′ „	1785	2600	?	—
15. Nerokuppe I (1898) . .	21° 10′ „	163° 25′ O.	1379	3800	?	nur einzelne Lotung
16. „ II „	19° 35′ „	160° 20′ „	1317	4000	?	desgl.
17. „ III „	17° 25′ „	153° 10′ „	1260	4500	?	desgl.
18. „ IV „	15° 40′ „	152° 6′ „	1421	3300	?	desgl.
19. Coloniakuppe (1902) .	16° 56′ „	150° 00′ „	1426	4100	?	desgl.
20. Penguinkuppe I (1897)	8° 3′ „	160° 29′ W.	1443	3200	?	desgl.
21. „ II „	6° 32′ „	161° 22′ „	1500	3000	?	desgl.
22. „ III „	5° 37′ „	161° 38′ „	1624	3000	?	desgl.
23. Alexabk. (1896)	11° 40′ S.	175° 30′ O.	24	4000	51°	größerer Tafelberg mit 4 atollartigen Gipfeln
24. Adolph-Tuscarorabk. (1897)	11° 49′ „	178° 14′ W.	26	2200	?	Kuppe mit 2 getrennt. Gipfeln
25. Taviunibk. (1897) . .	12° 6′ „	174° 34′ „	16	2200	26°	Kegelf. Tafelbg., ob. 3½ km breit
26. Fieldbk. (1897)	12° 17′ „	174° 44′ „	24	2200	?	Korallentafel von 12 : 4.5 km Fläche
27. Isabellabk. (1896) . . .	12° 24′ „	177° 24′ „	22	3300	22°	Klein. Kegelbg.
28. Waterwitchbk. (1895)	12° 30′ „	176° 44′ „	22	3600	?	Korallentafel
29. Combebk. (1896) . . .	12° 31′ „	177° 38′ „	27	3300	—	Kegel mit breit. Basis
30. Hazelholmebk. (1896)	12° 49′ „	174° 3′ O.	46	4000	13°	Tafelberg
31. Lalla Rookhbk. (1897)	12° 54′ „	175° 38′ W.	19	3000	34°	Tafelberg von 6 : 2 km m. 2 Gipf.
32. Pascobk. (1897)	13° 4′ „	174° 37′ „	14	4000	—	Tafelberg von 26 : 9 km
33. Penguinbk. IV. (1896)	15° 20′ „	177° 9′ O.	91	3600	über 9°	Kegelkuppe
34. Balmoralriff (1896) . .	15° 40′ „	175° 52′ W.	7	2700	14°	Korallentafel von 4.5 : 3 km
35. Penguinbk. V (1896) .	15° 51′ „	176° 41′ O.	155	2000	54°	Kegelkuppe von 3.5 km Breite
36. Balfourkuppe (1894) .	18° 56′ „	156° 57′ „	1529	1800	14°	Einseitig steile Kuppe, 23:17 Sm.
37. Britanniakuppe (1901)	28° 1′ „	155° 37′ „	482	4000	?	Längl. rückenartige Bildung

Lava- oder Bimssteinbrocken, Aschen, vulkanische Schlacke, Sand, Glas handelt. In anderen Fällen, namentlich in der tropischen Südsee, besteht die Oberfläche aus harten Korallengebilden; am seltensten wird Schlammbedeckung (Nr. 12) gemeldet. — Möglicherweise sind viele der gelegentlich aus dem offenen Ozean gemeldeten isolierten Untiefen, die dann bei näherer Nachforschung nicht wiederzufinden und für den vorsichtigen Schiffer eine stete Beunruhigung sind, solche kegelförmigen Tafel- oder Kuppenberge von geringster Gipfelfläche. Wie leicht sie sich wegen ihrer Kleinheit der Wahrnehmung entziehen können, haben zwei der in obiger Liste aufgeführte Bänke bewiesen. Die an drittletzter Stelle erwähnte Bank ist vom Vermessungsdampfer Penguin am 29. August 1896 aufgefunden worden; mit der genaueren Untersuchung der Stelle wurde der zweite in jener Meeresgegend tätige Vermessungsdampfer Waterwitch beauftragt, dem es aber zwei Monate später durchaus nicht gelang, sie aufzufinden. Nicht besser glückte es dem Penguin selbst, als er eine andere von ihm am 2. Juli 1896 entdeckte Bank von 91 m Tiefe (Nr. 33) am 27. September wieder anzuloten unternahm; er erhielt in nächster Nähe dieser Position bei neun Lotungen immer Tiefen von 2500 bis 2700 m. Ähnliche Erfahrungen mit der Verifizierung derartiger, oft sogar durch Brandung oder mißfarbenes Wasser näher gekennzeichneter Stellen, die der Seefahrer häufig mit dem spanischen Worte *vigia* bezeichnet, sind auch sonst in Fülle gemacht worden[1]. —

Steile Böschungen sind gelegentlich auch an den Sockeln der Kontinentalränder gefunden worden. Wie schon aus der hypsographischen Kurve (Fig. 15 und Tabelle S. 86) unmittelbar abzulesen, ist das Areal der Tiefenstufen zwischen 1000, 2000 und 3000 m verhältnismäßig sehr klein, woraus ohne weiteres auf die stärkere Böschung dieser Randregion der Kontinentalsockel zu schließen ist. Ein klassisches Beispiel dafür ist der Absturz des europäischen Festlands in die nordatlantische Tiefsee. Westwärts von den britischen, französischen und iberischen Küstenbänken findet Edward Hull[2] aus zahlreichen Messungen einen durchschnittlichen Winkel von 13° bis 14°. In 48° 10′ N. B. findet er 21°, vor K. Ortegal in 44° 5′ N. B. 18°, vor K. Toriñana in 43° 4′ N. B. sogar 36°. Da wo die französischen Telegraphenkabel von Brest nach Neuyork in 48° 30′ N. B. die Tiefsee am Nordrande des Biskayagolfs erreichen, sind von der Küstenbank mehrere isolierte Inselberge abgelöst: an ihren Flanken finden sich Böschungen von 30° bis 41°, was alpinen Verhältnissen entspricht, denn der Abfall der Zugspitze nach Norden hin zum Eibsee beträgt durchschnittlich 30°. Ich habe diese submarine Schweiz in beistehender Kartenskizze (Fig. 18) unter Benutzung von Bergschraffen dargestellt. Schon Heinrich Berghaus hat in seinem physikalischen Handatlas (1838) diesen Abbruch zum Atlantischen Ozean hin richtig erkannt und kartographisch

[1] Hierzu gehört auch die unter Nr. 7 aufgeführte Doricbank, die der englische Vermessungsdampfer Goldfinch am 26. Nov. 1902 vergeblich suchte. Nach einer theoretischen Untersuchung von Littlehales (Amer. Journal of Science vol. 151, 1896, p. 106) ist die Wahrscheinlichkeit, eine solche Untiefe von 1 Sm. Oberfläche wieder zu finden, nur = 1:6173. Vergl. oben S. 83.

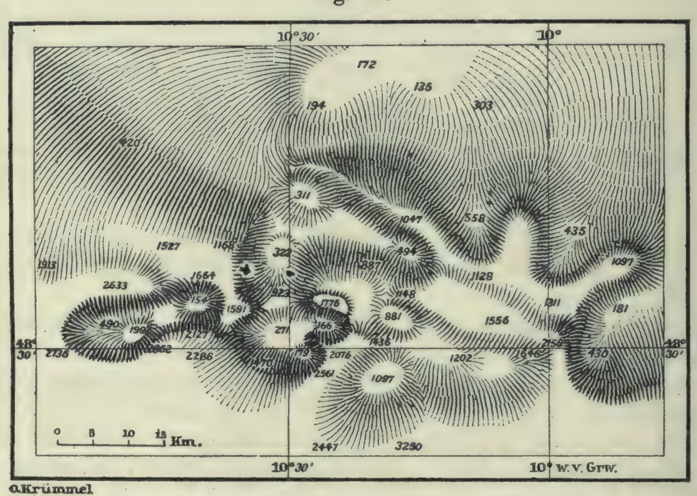
[2] Victoria Institute Papers XVII, London 1899 und Geogr. Journal, vol. 14, London 1899, p. 394.

deutlich zum Ausdruck gebracht: er zeichnet ihn so, wie J. Thoulet[1]) ihn nach den Lotungen der Caudanexpedition (1895) benennt, als *une véritable falaise*. Auch sonst sind da, wo Bruchränder die Kontinente begrenzen, ähnliche Böschungswinkel festgestellt, wie wir gleich bei der Darstellung der Schelfe oder Küstenplateaus und der sogenannten Gräben sehen werden.

3. Die Typen der Bodenformen.

Um die Gestaltung des unterseeischen Bodens zum Ausdruck zu bringen, sind noch immer zwei sehr früh gefundene Hilfsmittel in Gebrauch: die Isobathenkarte, mit den Linien gleicher Meerestiefe, und die Profilschnitte, die beide aus den Lotungen konstruiert werden. Trotz des Ge-

Fig. 18.



Alpine Bodenformen am Nordrande des Biskayagolfs.
(Die Zahlen bedeuten Tiefen in m unter dem Meeresspiegel.)

wandes der Exaktheit, in dem sie auftreten und das man bei ihnen nach der Analogie der Höhenschichtenkarten von Festlandsteilen unwillkürlich zu respektieren geneigt ist, sind sie im Grunde genommen beide noch recht unvollkommene Darstellungsmittel: man sollte sie nur für solche Meeresgebiete mit Vertrauen benutzen, die durch dicht gestellte Lotungen einigermaßen erschlossen sind. Die in den Handatlanten gegebenen Übersichtskarten, mit Isobathen meist für 200, 2000, 4000, 6000, 8000 m, oder auch für je 1000 Faden Tiefe, sind wenig belehrend, da der weite Abstand ihrer Tiefenstufen nicht genügt, auch nur die wesentlichen Gesichtszüge des Bodenreliefs zu erfassen. Etwas günstiger sind solche Karten, wo die Isobathen von 1000 zu 1000 m eingetragen sind, zumal wenn der Maßstab es gestattet, möglichst viele Einzellotungen zu verzeichnen; durch Abrundung auf Hektometer oder Hundertfaden, wie das öfter geschieht,

[1]) Ann. de Géogr. Paris 1896, p. 353 f.

gehen manche wichtige Einzelheiten wieder verloren. Freilich steht nicht immer so viel Raum zur Verfügung, wie in dem Atlas der Meerestiefen des Fürsten von Monaco, wo jedoch auch zahlreiche Einzellotungen entlang den Kabellinien haben wegfallen müssen. Alle in den Karten konstruierten Isobathen sind mit subjektiven, ja mehr oder weniger geradezu mit willkürlichen Auffassungen belastet, und deshalb werden zwei Autoren aus demselben Material keineswegs gleiche Tiefenbilder ableiten. Dennoch kann man für allgemein morphologische Betrachtungen nicht nur den Atlas des Fürsten von Monaco, sondern auch die Übersichtskarten der großen Ozeane, wie sie sich unter den Seekarten der britischen und amerikanischen Marine finden, vorteilhaft verwenden. Der großzügige Charakter der Unebenheiten des Meeresbodens begünstigt solche Versuche im allgemeinen ebenfalls.

Wenn auch das Relief des Landes in raschestem Wechsel von hoch und tief entwickelt ist, so besitzt es dabei doch eine Anzahl von Großformen, die überall wiederkehren, weil sie das Ergebnis der die trockene Erdoberfläche ausgestaltenden Prozesse sind; nach der Einteilung von A. Penck[1]) findet man so die Typen der Ebenen, der Landstufen, der Täler, der Berge und der Wannen, die sich auf das Ineinandergreifen von Erosion, Akkumulation und Dislokation zurückführen lassen. Durch besondere räumliche Kombination zerlegen sie alles Trockene in mehr oder weniger ausgedehnte Landschaften. Neben diese Großformen tritt dann eine Reihe von Kleinformen, wie zu den konstruktiven Mauermassen eines kunstvollen Gebäudes das ornamentale Beiwerk, und oft wiederholen sich innerhalb der Landschaften desselben Stils auch diese Kleinformen als typische Begleiter.

Dem analog kann man auch in der Plastik des Meeresbodens[2]) solche Groß- und Kleinformen unterscheiden: die Großformen geben die Bestandteile der Hauptgliederung und beherrschen selbständig große Flächen, während sich auch hier die Kleinformen als untergeordnete Begleiter einfinden. Vom Kontinentalrande nach der Tiefsee gehend, treffen wir als erste dieser primären Gestaltungen und eine der wichtigsten der ganzen Erdoberfläche den kontinentalen Schelf, der sich von der Strandlinie aus in sanfter Böschung bis meistens 200, seltener 400 m erstreckt und dann mit einem steileren Abfall gegen die Tiefsee endet. In der Tiefsee selbst sind Vertiefungen und Erhebungen zu unterscheiden. Zu den ersten gehören: die rundlich gestalteten Becken, die bei länglicherem Umriß zu Mulden werden oder an den Bruchrändern der Kontinente in den sogenannten Gräben zu den größten Meerestiefen absinken. Die sich von Becken und Mulden her gegen die Festlandmassen erstreckenden kleineren Ausläufer nennt man Buchten oder, wenn sie schmal und lang sind, Rinnen.

---

[1]) Am übersichtlichsten in Report of the 6. internat. Geogr. Congress London 1896, p. 735—747. Die Höhlen gehören nicht zu den Großformen.

[2]) Anregungen nach dieser Richtung habe ich schon 1881 in der Zeitschr. f. wiss. Geogr. Bd. 2, S. 116 gegeben, und später dem internationalen Geographenkongreß in Berlin 1899 (Verhandl. Bd. 2, S. 382) vorgetragen. Unabhängig davon hat Alexander Supan (in Petermanns Mitt. 1899, S. 177) das Problem angegriffen und die Zustimmung der vom Kongreß eingesetzten Kommission für die obige Terminologie gefunden (Petermanns Mitt. 1903, S. 151).

Zu den Erhebungen gehören: die ganz sanft aufsteigenden Schwellen, die sich zwischen den Mulden oder Becken oft weithin erstrecken und die innere Hauptgliederung der ozeanischen Räume beherrschen. Wo die Erhebungen etwas steilere Böschungen gewinnen, aber lang gestreckt bleiben, nennt man sie Rücken; wenn sie sich dabei mehr in die Breite entwickeln, Plateaus. Die tiefste Stelle einer Vertiefung heißt das Tief, die höchste Erhebung einer Schwelle, eines Rückens oder Plateaus heißt die Höh. Unter den Kleinformen können zunächst ebenfalls Rücken auftreten, sodann solche Einzelerhebungen, wie Kuppen, Bänke und Riffe, oder Vertiefungen, wie Kessel und Furchen, alle immer nur von kleiner Grundfläche.

Ehe wir uns näher mit dieser Terminologie der Bodenformen beschäftigen, müssen wir noch kurz die Frage der Nomenklatur berühren.

Seit alters haben die Seefischer ihre Fischgründe, die sie mit dem Lot anzutasten gewohnt sind, mit besonderen Namen belegt, die, wenn man von den sehr verschiedenen Dimensionen absieht, dieselben Funktionen erfüllen, wie die Flurnamen ihrer heimatlichen Äcker. Namen dieser Art, oft von hohem Alter, tragen in der Nordsee nicht nur Bänke (Doggerbank, Große und Kleine Fischerbank, Jütlandbank u. a.), sondern auch Vertiefungen (Austerngrund, Barrengrund, Fladengrund oder Friedhof [*cemetary*] u. a. m.). Als Maury[1]) (1854) über die frühesten Tiefseelotungen im Nordatlantischen Ozean berichtete, floß ihm als erster solcher Name für ein Stück Ozeanboden der des „Telegraphenplateaus" zwischen Neufundland und Irland aus der Feder. Bald darauf ist dann auch der Name der durch ihre zahlreichen nordatlantischen Lotungen einst berühmten V. S. Brigg Dolphin dazu verwendet worden, um die von den Azoren sich nach Süden erstreckende Mittelschwelle als *Dolphin-rise*, Delphinschwelle, auf den Karten zu bezeichnen. Als später die Challenger-Expedition auf ihrer Heimkehr (1876) den Südatlantischen Ozean in seiner Mitte von Süden nach Norden durchfuhr, erhielt[2]) die meridionale Längsschwelle den Namen „Challenger-Rücken". August Petermann aber bemerkt in den Erläuterungen zu der ersten Tiefenkarte des Pazifischen Ozeans[3]), daß auch „das unterseeische Terrain eine Nomenklatur verlange, um unnötige Weitschweifigkeit und Umschreibung zu vermeiden, in ähnlicher Weise, wie die Terraingestaltungen auf der Oberfläche des Landes (Plateaus, Gebirgszüge u. s. w.) benannt werden". Er gab daher den 13 tiefsten Stellen des Pazifischen Ozeans Namen nach den Schiffen, Befehlshabern, wissenschaftlichen Führern, Chefs der einheimischen wissenschaftlichen Abteilungen, denen man die Kenntnis der betreffenden Gebiete zu verdanken hätte. Im Gegensatz zu diesem Vorgehen des großen Gothaer Kartographen hat darauf Georg Neumayer im Vorwort zu dem von der Deutschen Seewarte (1882) herausgegebenen Atlas des Atlantischen Ozeans hervorgehoben, daß für die Benennung der Meeresbodengestalten wesentlich die geographische Lage der betreffenden Objekte maßgebend sein und die Bezugnahme auf gewisse Personen und Schiffe vermieden

---

[1]) Nach Murray, On recent Contributions to our knowledge of the floor of the North Atlantic Ocean. London 1904, p. 2.

[2]) Pet. Mitt. 1877, S. 43.

[3]) Ibid. S. 125.

werden müsse. So erhielt auf der Tiefenkarte im genannten Atlas die Delphinschwelle zwei Namen, Atlantisches Plateau und Azorenrücken, und aus der Challengerschwelle wurde ein Südatlantischer Rücken. Sir John Murray hat zunächst 1895 in den drei ausgezeichneten Tiefenkarten, die er für den Schlußband des großen Challengerwerks entwarf, eine reiche Nomenklatur für das gesamte unterseeische Bodenrelief eingeführt, wobei er ein gemischtes System befolgte. Es überwiegen zwar die Namen der Schiffe und der Tiefseeforscher aller Art, aber es finden sich auch rein geographische Bezeichnungen, wie Islandplateau, Arktisches Becken, Ostatlantisches und Westatlantisches Becken u. dergl. m. In einer wenig späteren Veröffentlichung (1899) hat er aber das System seiner Nomenklatur grundsätzlich dahin geändert, daß er lediglich die Austiefungen von mehr als 3000 Faden (5486 m) als *Deeps* mit Namen belegt wissen wollte und dafür ausnahmslos Personennamen verwandte, wobei er ohne Rücksicht darauf verfuhr, ob die so von ihm Geehrten mit der Erforschung der betreffenden Tiefen persönlich etwas zu tun hatten, und ob sie überhaupt damit einverstanden waren. Ganz abgesehen davon, daß die von der 3000 Faden-Linie umschriebenen Vertiefungen (*Deeps*) vielfach von den Karten verschwinden müssen, sobald man metrische Maße verwendet, was den Namensträgern nicht immer angenehm sein könnte, hat Sir John Murray den grundsätzlichen Fehler begangen, wie A. Supan ihm mit vollem Recht vorhalten konnte, daß er irdische Reliefformen nach absoluten Dimensionen erfassen wollte, während für sie nur die relativen gelten können. Da inzwischen die Deutsche Seewarte in ihren Atlanten des Indischen und Stillen Ozeans ihr rein geographisches System der Namen festhielt, so gab und gibt es für das Bodenrelief des Pazifischen Ozeans nunmehr vier verschiedene Lesarten: die älteste von Petermann, zwei von Sir John Murray und die der Seewarte. Auf dem internationalen Geographenkongreß in Berlin (1899) wurde über diese Mißstände verhandelt, und die damals für die Terminologie der Bodenformen eingesetzte Kommission hat sich auch mit der Nomenklatur beschäftigt. Man ist übereingekommen, vorerst nur die großen Unebenheiten des Meeresbodens mit Namen zu belegen, und zwar mit rein geographischen, so wie sie A. Supan auf seiner Tiefenkarte vorgeschlagen. Freilich hat Sir John Murray auf dem Geographenkongreß in Washington (1904) dagegen seinen Widerspruch erhoben und in neueren Veröffentlichungen sein das persönliche Element in den Vordergrund stellendes System der Namengebung fortgeführt, wobei ihm Alex. Agassiz für seine südpazifischen Entdeckungen gefolgt ist. Es ist aber zu hoffen, daß diese einseitige und schließlich auch für die Praxis unzureichende Nomenklatur im Laufe der Zeit der auf geographischen Grundsätzen aufgebauten weichen wird. Ein gewisser vermittelnder Weg ist schon dadurch gewiesen, daß auch die deutschen Ozeanographen einer Benennung der größten Austiefungen („Tief“) oder Schwellenerhebungen („Höh“) nach Schiffs- oder Personennamen durchaus nicht im Wege sind. —

Wir wenden uns nun der näheren Betrachtung der unterseeischen Großformen zu und beginnen mit den Schelfen.

Das Bedürfnis, die gesimsartige Umrandung der Kontinente mit ihren sich lang hinziehenden, bald schmalen bald breiten, kaum ganz fehlenden

Flachwasserbänken mit einem besonderen Namen zu belegen hat zuerst (1887) Hugh Robert Mill gefühlt und die Bezeichnung *continental shelf* dafür angewendet. Derselbe Begriff tritt bei Penck als Flachsee oder Kontinentaltafel, bei Supan als Kontinentalstufe auf. Mir selbst erschien es zweckmäßiger, diesen wenig bezeichnenden Ausdrücken gegenüber das englische Wort zu rezipieren, um so mehr als es dem altdeutschen Sprachgut angehört und noch in einem plattdeutschen Dialekt in Bescheidenheit fortlebt.

Dieser S c h e l f gehört zum Körper der Kontinente selbst, die erst an seinem Außenrande, an der vorher schon erwähnten Kontinentalböschung, ihre wahre Grenze gegen die Tiefsee finden. Der Schelf ist gegen das Land begrenzt durch die Strandlinie, die überall in ihrer Lage von den Winden stark beeinflußt wird, die in gezeitenbewegten Meeren über einen schmalen oder breiten Streifen hin und her wandert und dabei ganz amphibische Gebilde erzeugen kann, wie die Sand- und Schlickwatten unserer deutschen Nordseeküsten oder die Felswatten im Hintergrunde der Fundybai; die endlich auch im Verlaufe der Jahrtausende dauernde Verschiebungen erleiden kann. Will man die jetzige Landgrenze des Schelfgebietes feststellen, so ist eine mittlere Strandlinie zu konstruieren, die nicht mit dem Kartenniveau der Seekarten oder Normalnull der Landesaufnahmen gleichbedeutend ist (vergl. oben S. 66). Gegen die Tiefsee hin liegt die Grenze des Schelfs zumeist in 100 bis 200 m, selten bis 400 oder gar 500 m Tiefe und ist fast ausnahmslos durch einen starken Gefällebruch ausgezeichnet. Da diese Schelfe in geologischer Hinsicht als kürzlich (rezent oder nachpliozän) vom Meere eingenommene Landflächen betrachtet werden müssen, zeigen sie eine dem trockenen Lande noch verwandte Oberflächengestaltung, deren Einzelgebilde aber als besondere marine Derivate ihrer trockenen Relieftypen aufzufassen sind. Diese Abwandlungsformen sind den teils abtragenden, teils aufschüttenden, immer umlagernden Kräften zu verdanken, die den im Flachwasser meist verstärkten Bewegungsformen des Meeres entstammen. An einer späteren Stelle dieses Werkes ist die Entstehung der sogenannten Sandriffe und Sandhaken durch das Ineinandergreifen der Wellenbewegung und des sogenannten Küstenstroms dargestellt. Die Gezeitenströme[1]) wieder verstärken sich bei Einengung des Wasserprofils so erheblich, daß sie 50, ja 100 m tiefe Kolke auch in härteren Böden auswaschen können; immer aber sind sie es vorzugsweise, die im Flachwasser die Unebenheiten allmählich ausgleichen, sei es durch Abspülung oder doch Umlagerung alles beweglichen Bodens. In den höheren und höchsten Breiten sind die Schelfe Stätten glazialer Ablagerungen in der Vorzeit wie in der Gegenwart, die mit ihrem erratischen Material nicht nur charakteristische Bodenarten, sondern auch Bodengestalten liefern; so wird von den Steingründen unserer Ostsee noch besonders zu sprechen sein bei der Darstellung der heutigen Bodenablagerungen. Im tropisch warmen Wasser greifen die kalkabscheidenden niederen Organismen, namentlich die Riffkorallen und Kalkalgen ein, um das Bodenrelief in ihrer besonderen Weise auszugestalten. Bezeichnend ist, daß den Schelfen die moderne Vulkantätigkeit fremd zu sein scheint;

---

[1]) Pet. Mitt. 1889, 129 f.

diese setzt meistens erst an der Kontinentalböschung oder erst seewärts von dieser ein, wofür die vulkanischen Inselkränze vor den Randmeeren der pazifischen Küsten ein gutes Beispiel sind. Die Schelfe bieten in ihrer Lage, in Dimensionen und Formen mancherlei Merkmale dar, die zu einer weiteren Klassifikation in monographischer Behandlung herausfordern. Nach der Lage könnte man die echten und die falschen oder Pseudoschelfe unterscheiden. Die echten oder Randschelfe liegen an der ozeanischen Außenseite der Festländer, aber auch in den großen Mittelmeeren, wo sie als alte Landbrücken der Tertiärzeit wohl bekannt sind, wie auch in den Randmeeren, und gerade für diese sind sie besonders charakteristisch. Von den falschen Schelfen erfüllt eine erste intrakontinentale Art als Binnenschelfe ganze, kleine Mittelmeere, wie die Ostsee, den Persischen Golf, die Hudsonbai. Andere sind als Außenschelfe vom Zusammenhang mit den Kontinenten fast oder ganz abgelöst und bilden inseltragende Bänke, wie der Färöer- und Islandschelf; eine dritte Art zeigt die wohl am meisten vorgerückten Stadien der Entfremdung bis zur Umwandlung in frei gelegene Bänke: die Seychellen- und Saya da-Malhabänke, die man dann als freie Schelfe den kontinental eingeschlossenen Binnenschelfen als anderes Extrem gegenüberstellen kann. — Nach ihrer Tiefe sind die zwei Hauptgruppen der normalen seichten und der über 200 m tiefen Schelfe zu unterscheiden; diese letzteren entsprechen den Außenschelfen, und können Randtiefen von 500 m besitzen, wie der Barents-, der norwegische und der Labradorschelf, wobei dann stellenweise die sonst so steile Abböschung gegen die Buchten der Tiefseemulden verwischt sein kann. Auch der große antarktische Schelf gehört zu ihnen; er zieht sich östlich vom Viktorialand und auch wohl sonst tief unter die schwimmende Inlandeisdecke hin. Es gibt einförmig flache und reicher gegliederte, durch Einmuldungen, Rinnen und Furchen durchbrochene Schelfe, inselbesetzte und inselfreie u. dergl. m. Durch ihre Landnähe und ihre auf weiten Flächen 50 m nicht überschreitenden Tiefen bieten sie dem Seemann bei der Ansegelung der Küsten die sehr erwünschte Möglichkeit, durch Loten den Schiffsort festzustellen, ja in manchen Fällen ist Ankern auf ihnen möglich. Endlich sind sie als bevorzugte Laichplätze wichtiger Speisefische der Schauplatz der ergiebigsten Hochseefischereien. So gewinnt dieser eigenartige Saum des Meeres gegen das Land hin ein mannigfaltiges Interesse und die Schelfe wären wohl wert, einmal systematisch und erschöpfender untersucht zu werden, als hier geschehen kann. Zur Zeit stehen wir noch in den Anfängen unserer Kenntnisse von diesem, ein Areal von rund 30 Millionen qkm oder 6 Prozent der Meeresfläche beherrschenden Formentyp im gesamten Aufbau der Erdkruste. Einiges Besondere muß aber noch hinzugefügt werden[1]).

Als Ganzes genommen stehen die Schelfe den Tiefebenen des Festlandes zur Seite, oft in unmittelbarem Übergang zu diesen über 50 Millionen qkm messenden, nicht 200 m über den Meeresspiegel erhabenen Flächen. Ein großer Teil dieser Tiefländer trägt unter einer dünnen Decke von Fluß- oder Binnenseeablagerungen oder auch von glazialem Schutt die

[1]) Für das Folgende wie für die Schelfe überhaupt vergl. auch Fr. Nansens Ausführungen in The bathymetrical Features of the North Polar Basin, Kristiania 1904, p. 131 ff. Ich komme freilich zu teilweise sehr abweichenden Auffassungen.

Sedimente einer rezenten oder tertiären Meeresüberflutung. Danach ist also die Vorstellung erlaubt, daß sich im Bereiche des Niveaus von + 200 und — 200 m vom Meeresspiegel ab gerechnet, im wesentlichen der Austausch zwischen Festlands- und Meeresflächen in den jüngsten geologischen Epochen vollzogen hat. Nur an wenigen Küstenstrecken sind die Schelfe so schmal, daß man von ihnen auf Tiefenkarten kleineren Maßstabes überhaupt nichts bemerkt. Hierher gehört insbesondere die Westküste Südamerikas zwischen 35° und 14° S., und zwischen 1° und 7° N. B., sowie die Westküste Nordamerikas zwischen 16° und 20° N. B.; auch Teile der afrikanischen oder arabischen Küsten gehören hierher. Spezialkarten lassen aber erkennen, daß, wo in einigen Fällen die heutigen Schelfflächen nur noch mit ein paar Kilometern Breite entwickelt sind, binnenwärts auf dem Lande wahrscheinlich ein gehobener Schelf die Küste bildet. Wie dem auch sein mag, es nähert sich in solchen Fällen die heutige Küste dem wahren Kontinentalrande am meisten. Anderwärts aber kann der Außenrand eines breiten Schelfs auch, wie wir sahen, tiefer liegen, als sonst, und wir dürfen das dann einer lange fortgesetzten und intensiven Senkung des Festlandsockels zuschreiben. Aus solchen Erwägungen geht dann weiter hervor, daß die scheinbar so gleichmäßige Tiefe der Schelfmeere zwischen 50 und 200 m nichts Verwunderliches hat, sondern als selbstverständlich zu betrachten ist. Ein Teil dieser Schelfflächen unterliegt sicherlich einer allgemeinen Hebung seines Kontinentalsockels, wird also stetig seichter und zugleich schmaler, da die Küste vorschreitet. Andere Schelfstreifen wachsen durch Senkung des Landsockels landeinwärts. Das für die einzelnen Schelfe festzustellen, wäre eine lohnende, aber auch schwierige, zur Zeit vielfach überhaupt noch nicht lösbare Aufgabe.

Was die Entstehung der Schelfe und ihre Oberflächengestaltung betrifft, so sind hier zwei Auffassungen noch richtig zu stellen. Zunächst, daß die Schelfe lediglich Produkte kontinentaler Aufschüttung sein sollen. Es ist das schon aus dem sehr steilen Abfall der Kontinentalböschung gegen die Tiefsee unwahrscheinlich, denn nach den für die Akkumulation im Wasser geltenden Erfahrungen können nach diesen landfernsten Streifen nur die allerfeinsten Teilchen hingetragen werden, die auch dann noch, durch die Wasserbewegung auch der tieferen Wasserschichten stetig in Unruhe gehalten, nur mit sanfter Böschung zum Niederschlag gelangen können. Je näher am Lande, desto gröbere Sedimente müßte man erwarten und die gröbsten am Strande. Eine solche zonenförmige Anordnung ist nun aber den Schelfen im allgemeinen fremd, so daß wahrscheinlich wird, daß die Bodenbedeckung vorwiegend an Ort und Stelle gebildet ist. Anders und dieser Aufschüttungshypothese günstiger sind die Vorgänge im Bereiche polarer Vereisungen; namentlich gilt das vom antarktischen Schelfrand, der großenteils auf solchem Wege glazialer Aufschüttung seewärts weiter wachsen muß, obwohl doch immer ein kontinentaler Sockel die einfachste Voraussetzung und der steile Abfall gegen die Tiefsee sonst nicht recht zu verstehen ist. Ebenso mag es sich mit dem nordsibirischen und Neufundlandschelf verhalten, und gewisse gleich zu erwähnende Züge im Bodenrelief der Nordsee lassen auch für diese wenigstens eine glaziale Episode in ihrer Entwicklungsgeschichte annehmen.

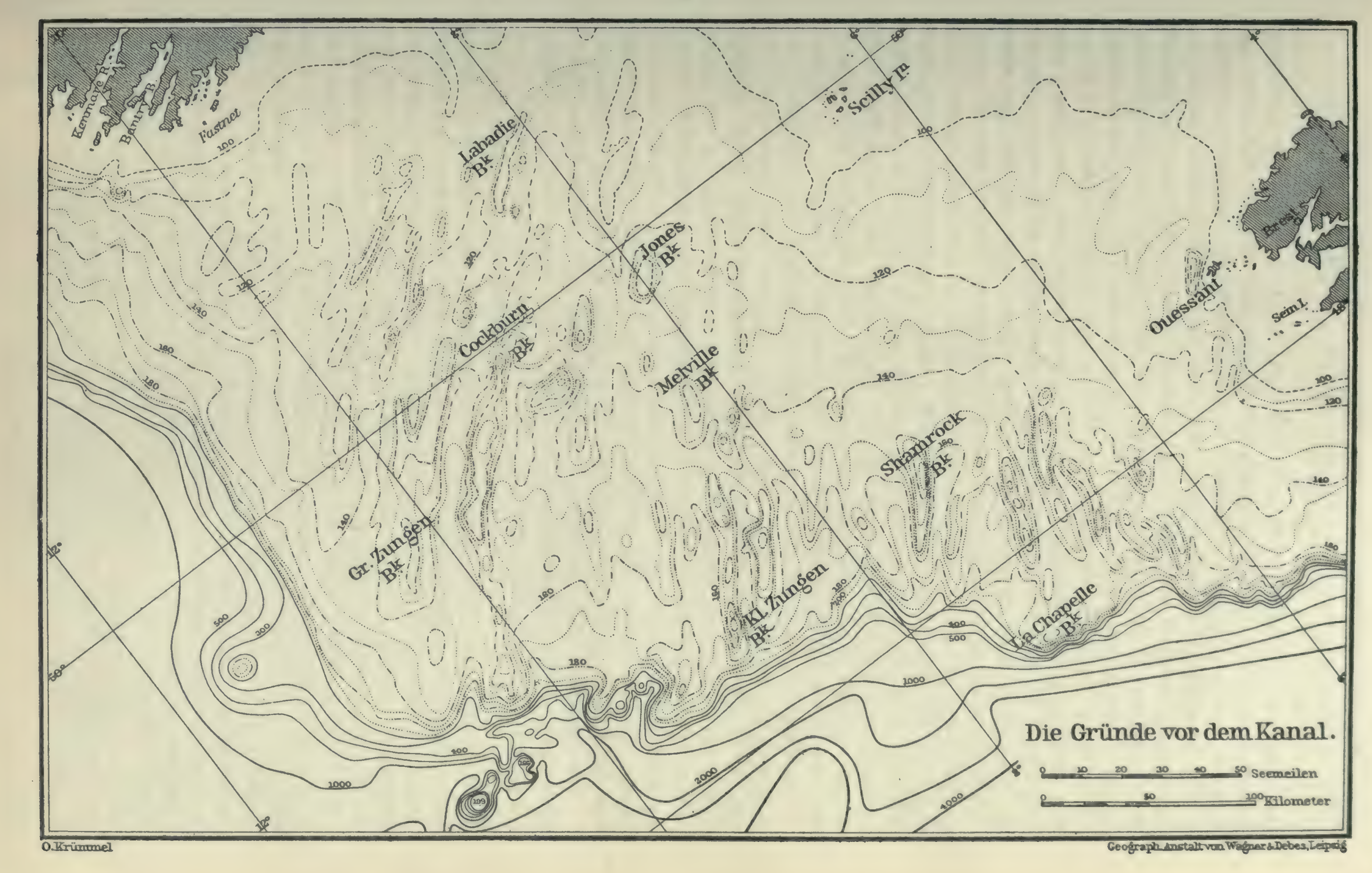
Zum zweiten ist die Entstehung der Schelfe lediglich durch Abrasion beim heutigen Niveaustande des Meeres als unzutreffend zurückzuweisen. J. Y. Buchanan[1]), der dieser Ansicht Ausdruck gab, wollte, da die Brandungswellen vom Winde, namentlich von den Stürmen abhängen, einen deutlichen Beweis in der verhältnismäßig großen Breite des biskayisch-britischen Schelfs gegenüber der Schmalheit des westafrikanischen sehen. Denn dem einen entspräche eine große Häufigkeit und Stärke der Stürme, die dem zweiten fehle. Abgesehen davon, daß trotzdem die Guineaküste der Schauplatz einer besonders heftigen Form der Brandung[2]) ist (infolge der aus der Ferne wirkenden Stürme der höheren Südbreiten), scheitert eine solche Erklärung schon daran, daß die abtragende Wirkung der Meereswellen wohl nicht in Tiefen von 150 bis 200 m hinabgreifen kann, wie das doch für die Gründe vor dem Kanal erforderlich wäre. Außerdem finden sich breite Schelfflächen an Küsten, die von stets ablandigen Winden beherrscht werden, wie das nicht nur der patagonische, sondern auch der Schelf an der Ostküste Nordamerikas von der Belleislestraße südwärts bis Kap Hatteras beweist.

Unter den Kleinformen, die für die Bodenflächen der Schelfe charakteristisch sind, sollen hier zwei in einigen guten Beispielen näher untersucht werden: die Bänke und die Furchen oder unterseeischen Flußtäler.

Für die Formen der B ä n k e gibt der britische Schelf eine Reihe sehr lehrreicher Abarten. Von der Hundertmeterlinie westwärts vom Kanal sinkt der Boden nach der Kontinentalböschung hin zunächst sehr allmählich ab, meist auf 50 bis 75 km um 20 m, also in Winkeln von 1^{0} bis $1\,^{1}/_{3}\,^{0}$. Näher am Rande aber setzt eine Reihe von Bänken ein, die in parallelen Zügen in Bögen und staffelförmig geordnet im allgemeinen von NO. nach SW. dem Steilabfall zustreben (Fig. 19, S. 108). Unter diesen ist die Labadie-Cockburnbank die längste mit 280 km; sie erstreckt sich bei einer Breite von 10 bis 18 km bis unmittelbar an die Kontinentalböschung heran, wo sie sich sogar in die bereits erwähnten isolierten Klippen von alpinen Höhen und Gehängewinkeln auflöst (Fig. 18, S. 100). Im Bereiche der Gründe selbst ragt sie, wie auch die anderen Bänke, etwa 50 bis 60 m über die benachbarte Schelffläche hervor, wobei ihre geringste Tiefe im NO. mit 62 m, im SW. mit 122 m auf der Seekarte verzeichnet ist. Ähnlich senken sich auch die Kämme der anderen Bänke nach SW. hin mit ihrer Schelfbasis zugleich ab. Wie schon Goodwin-Austen 1849 feststellte, sind sie an ihrer Oberfläche stellenweise von Muschelbänken bedeckt, aber die, zum Teil noch gut erhaltenen Konchylien gehören Strandformen an, die in den jetzigen Tiefen nicht leben. Da die Streichungsrichtung dieser Bänke dieselbe ist, wie die der Gebirgsfalten in den südwestlichen Halbinseln Irlands, in Cornwall und der Bretagne, ist kaum ein Zweifel daran möglich, daß es sich um die letzten Überreste einer früheren Festlandsverbindung oder genauer, um die aus ihrer weicheren Umgebung durch frühere Abrasion herauspräparierten härteren Gesteinfalten handelt, die dem die genannten Halbinseln beherrschenden armorikanischen Gebirge[3]) angehören. Der Steilrand aber gegen die Tiefsee hin, der

[1]) Scott. Geogr. Mag. 1887, p. 220. Auch N a n s e n a. a. O.
[2]) Ozeanographie Bd. II[1], S. 95.
[3]) Seine Fortsetzung liegt in Spanien. Ed. S u e ß, Antlitz der Erde, II, 104 f.

Fig. 19.


Die Gründe vor dem Kanal.
Kenmare R.
Bantry B.
Fastnet
Labadie Bk.
Jones Bk.
Scilly In.
Cockburn Bk.
Melville Bk.
Gr. Zungen Bk.
Kl. Zungen Bk.
Shamrock Bk.
La Chapelle Bk.
Ouessant
Brest
Sein I.
0 10 20 30 40 50 Seemeilen
0 50 100 Kilometer
O. Krümmel
Geograph. Anstalt von Wagner & Debes, Leipzig

meist über 2000 m jäh absinkt, kann nur auf starken Dislokationen beruhen.

Eine etwas verwickelte Geschichte erzählt der Boden des Nordseeschelfs. Nach A. J. Jukes-Browne[1]) ist der südliche Teil der jüngste Erwerb des Meeres. Aber auch das übrige ist unmittelbar nach der Eiszeit trockenes Land gewesen und wahrscheinlich schon während derselben vom skandinavischen Inlandeis mindestens zeitweilig bedeckt worden. Die Richtung der Doggerbank von NO. nach SW., ihr merkwürdiger Steilabfall nach S. hin, ihre Bedeckung mit Kies und Grand, dies alles scheint auf Eisstauchungen und glaziale Geschiebe hinzuweisen. Nach dem Rückzuge des Inlandeises war das südliche Nordseeland nicht nur von großen jetzt ausgestorbenen diluvialen Säugern besiedelt, sondern auch vom paläolithischen Menschen, der ihnen nachstellte. Fischdampfer holen nicht selten in ihren Grundnetzen die Knochen von Mammut, Rhinozeros, Bison, Urochs und Wildpferd vom Boden der Doggerbank herauf, und in der sogenannten Silberkule (Siver Pit) an ihrem Südfuße erblickt Jukes-Browne das Bette des in jener Zeit die südliche und westliche Nordsee entwässernden Rheinstromes, dieses riesigen mitteleuropäischen Urstroms, dem damals auch alle Flüsse des östlichen Großbritannien tributpflichtig waren. Alles dies ist also erst einige Zeit nach der großen Vereisung in Anwesenheit des europäischen Menschen vom Meere erobert worden. Inzwischen aber hat dieses Zeit genug gehabt, um mit seinen Sturmwellen und Gezeitenströmen den alten Festlandsboden an einigen Stellen aufs schönste einzuebnen: schon die älteren Seekarten unterscheiden „die breiten Vierzehn" (*the broad Fourteens*) westwärts von der niederländischen Küste, wo auf einem Areal von 3500 qkm alle Lotungen fast genau 14 Faden (23 bis 24 m) ergeben. Jugendlicher Entstehung müssen demnach die eigenartigen Bänke sein, die sich in dem Winkel zwischen Cromer und Texel meist in staffelförmig angeordneten Parallelzügen vorfinden, in schmalen aber langgestreckten Erhebungen, wie die Fünfbänke zwischen Cromer und der Doggerbank, und die zahlreichen Bänke vor der Themse und in den Hoofden. Die Seekarten zeigen sie uns alle fast nach demselben Muster gebaut: im Norden des Gebiets sind sie nach NNW., vor der Themse und an der flandrischen Küste mehr nach NO. gerichtet. Ihre Länge beträgt meist 15 bis 20 km, und ihre Breite kaum 2, bei den landnäheren aber mehr. Ihre relative Höhe erreicht 20 bis 30 m, oft, aber nicht allgemein, mit kurzer steiler Böschung. Die südlichsten Vertreter dieser Art liegen in den Engen von Dover und Calais. Dort sind sie aus Anlaß der bekannten Tunnelprojekte von den Geologen genauer untersucht worden, wobei sich ergab, daß sie zwar mit Sand bedeckt sind, aber einen Kern von anstehendem Gestein der Portlandformation in sich bergen[2]). Die Entstehung dieser Bänke hat namentlich die britischen Geologen oft beschäftigt. Anfänglich hatten sie gemeint, die Gezeitenströme hätten diese Wälle aufgebaut, ähnlich den Sandbänken in den Flüssen, die vorzugsweise in der Längsrichtung des Stroms angeordnet zu sein pflegen, wie

---

[1]) Contemporary Review 1893, p. 704.

[2]) Comptes Rendus Soc. Géogr. Paris 1891, p. 121. — Für das Folgende vergl. meinen Vortrag vom März 1903: Die deutschen Meere im Rahmen der internationalen Meeresforschung (Veröff. des Instituts für Meereskunde, Heft 6, S. 7—9.

denn auch in der Tat die Richtung der Gezeitenströme genau mit der der submarinen Kämme zusammenfällt. Aber die in der Varne- und Colbartbank zwischen Dover und Calais nachgewiesenen Kalksteinschichten weisen auf eine andere Entstehung hin: die Bänke sind auch hier nichts anderes, als die Reste einer ehemaligen Landbrücke zwischen England und dem Festland, also die Fundamente abgetragener, jetzt untergegangener Inseln. Sturmfluten und Gezeitenströme von gewaltiger Kraft[1]) haben diese aus nicht gerade härtesten Gesteinen bestehenden Landbrücken und deren Reste zerstört. Wie wenig Zeit auch bei verhältnismäßig geringerer Leistungsfähigkeit der genannten Prozesse hierzu nötig ist, mag das Beispiel Helgolands erweisen. Noch um 1570 reichte, wie wir wissen, dessen Unterland nach Osten breit über die jetzige Düne hinweg und war als Wittekliff dort so hoch wie jetzt das rote Oberland. Unbedachtsame Zerstörung der Kalkbänke durch die Helgoländer selbst lockerte diesen Zusammenhang, so daß die verhängnisvolle Sturmflut von 1712 diese aus Muschelkalk und im nordwestlichen Teil aus Kreideformation gebildete Steinplatte leicht von der Hauptinsel löste. Im 19. Jahrhundert war als der letzte Rest davon ein kleines dünenbedecktes Inselchen übrig und nach der Sturmflut um Weihnachten 1894 drohte auch dieses zu verschwinden; es hat der ganzen Kunst des Wasserbaumeisters bedurft, um mit zahlreichen radial gestellten Buhnen die Wegspülung der winzigen Kiesinsel zu verhüten. Ohne dieses Eingreifen der Technik wäre aus den Fundamenten des ehemaligen Witteklifis eine von NW. nach SO. gestreckte Bank geworden, der Varne- oder Colbartbank so ähnlich, wie ein Geschwister dem anderen.

Bemerkenswert ist am Nordseeschelf endlich noch seine Begrenzung nach NO. durch die sogenannte norwegische Rinne, die mit einer mittleren Breite von 100 km ziemlich sanft, zumeist mit $^1/_4{}^0$ bis $^1/_3{}^0$ Böschung, von der Großen und Kleinen Fischerbank her absinkt, während die Erhebung gegen die norwegische Felsküste sehr steil wird und stellenweise 8^0 bis 10^0 erreicht. Die größte Tiefe beträgt nach den neuesten schwedischen Lotungen an der Stelle, wo die Seekarte sonst 809 m angibt, genau 700; sie gehört dem Skagerrak an. In seinem Mündungsgebiet auf der Höhe von Udsire, wo die Rinne in das tiefe Becken des norwegischen Nordmeeres hinüberführt, liegt ihr Boden nur 150 m unter der Fläche des benachbarten Nordseeschelfs[2]). Fr. Nansen vergleicht diese eigenartige Rinne analogen Bildungen im Weißen Meer und in der Murmansee; Middendorff fand sie den Austiefungen um Nowaja Semlja herum ähnlich. Ihr Ursprung durch Dislokationen, in vielleicht älteren tertiären Zeiten, ist wohl kaum in Frage zu stellen; gegen einfache Aushobelung durch das skandinavische Inlandeis spricht das steile Nordgestade, während eine ergiebige Zuschüttung ihrer nördlichen und westlichen Teile während der Eiszeit sehr wohl annehmbar ist.

In ähnlicher Weise, wie hier für die Nordsee geschehen, auch die Oberflächengestaltung anderer Schelfplatten zu zergliedern und zu erklären, würde hier zu weit führen und auf große Schwierigkeiten treffen, weil andere Meere uns geologisch nicht so bekannt sind, wie die heimischen.

---

[1]) Pet. Mitt. 1889, S. 132.

[2]) Ausführlicheres s. bei Nansen, Bathym. features etc. p. 61 f.

Wir wenden uns nunmehr einem zweiten besonderen und weitverbreiteten Merkmale der Schelfe zu, den Furchen oder unterseeischen Flußtälern[1]).

Wir beginnen wieder mit den heimischen Gewässern. Als die Eiszeit vorüber und auch der Mensch auf dem besiedelbar gewordenen Boden erschienen war, lag das jetzige nordalbingisch-skandinavische Landgebiet, wie bereits erwähnt (S. 35), um 50 bis 80 m höher als heute, und das vorher von gewaltigem Inlandeis erfüllt gewesene Becken der Ostsee war von einem großen Binnensee oder einem Komplex von solchen Seen eingenommen, wie man sie in dem Fünfblatt der großen Kanadischen Gruppe noch heute sieht. Da die alten Ufer dieser Seebildung durch Ablagerungen mit den platten Schalen einer kleinen Schnirkelschnecke (*Ancylus fluviatilis*) gekennzeichnet sind, spricht man von einem Ancylusstadium unserer Ostsee. Ihre Abflüsse aber durchfurchten in breiten und tiefen Schlingen die Landsenken, die jetzt von den Belten eingenommen werden. Auf diese Episode des Ancylussees folgte eine Senkung des Landes; zahlreiche Zugänge öffneten sich nach Norden und auch nach Westen quer durch die Cimbrische Halbinsel nach der vordringenden Nordsee hin, und so erfüllte sich die Ostsee mit salzigem Meerwasser, das bei Stockholm einen Salzgehalt besaß, der dem heutigen der Kieler Bucht entsprach. Damals drangen auch die Gezeiten fast ungehindert ein und verwischten mit ihren Strömungen die alten Flußtäler auf großen Strecken. Seit diesem Litorinastadium der Ostsee hat sich ihr Boden dann auf den heutigen Stand gehoben, und wir vermögen von den alten Flußtälern am deutlichsten die des Kleinen Belt, und im Großen Belt deren mehrere bruchstückweise wiederzufinden (die Furchen von Halsskov, Agersö und Omö unweit Korsör, andere im Samsöbelt sind 30 bis 60 m gegen ihre Umgebung eingesenkt in gleichmäßiger Breite von 1 km) und bis ins Kattegat hinaus zu verfolgen, wo ihre Reste westlich von Anholt und noch in der Läsörinne auf den Seekarten erkennbar sind.

Ein Gebilde ähnlicher Art in der Nordsee, das alte Rheintal der Silberkule südlich von der Doggerbank, ist bereits vorher erwähnt; es gilt als Sammelbett für die mitteleuropäischen Ströme von der Elbe bis zur Schelde hin und auch der ostbritannischen. Aus dem Washbusen führt eine entsprechende Furche nordwärts hinaus (Inner Silver Pit der britischen Seekarten), um alsbald unter Aufschüttungen der quer vorüberführenden Gezeitenströme zu verschwinden. Auch der Firth of Forth und Moraybusen tragen an ihrer südlichen Seite solche Talfurchen. Im britischen Kanal hat der Fluß, der einst die Gewässer der Seine und anderer ihr von Nord und Süd zuströmender Flußläufe bei höherer Lage des jetzigen Schelfs nach Westen hin entführte, seine Spur nach der Ansicht englischer Geologen im merkwürdigen Hurds Deep hinterlassen. Diese Furche ist über 100 km lang, 2 bis 3 km breit und etwa 90 m gegen die Umgebung eingesenkt; die Seekarten gestatten zwar ihren weiteren Verlauf durch die Isobathen von 60 und 50 m noch ziemlich weit nach Nordosten und

[1]) Die Literatur ist gut bei Nansen, Bathym. features, p. 94 f. und 189 f., sodann bei E. Linhardt, Jahresber. München. Geogr. Ges. für 1890—91, S. 22 bis 52; Edw. Hull, Geogr. Journal 13, 1899, p. 287 und H. Benest, ibid. 14, 1899, p. 405; H. Spencer, The American Geologist 35, 1905, p. 152 f.

Osten hin zu verfolgen, aber es bleiben im einzelnen noch mancherlei Bedenken zu entkräften[1]). Nach dem Ozean hin verlief dieser Fluß des Ärmelmeers wohl näher an der französischen Seite, um irgendwo bei der La Chapellebank zu münden (vgl. Fig. 19, S. 108).

Ähnliche Furchen hat man vor dem Shannon- und Ernefluß durch den westlichen irischen Schelf rekonstruiert. Hull wollte deren auch vor der Loire und Gironde erkennen. Der Große Gouf oder La Fosse du Capbreton ist wieder ein klassisches Beispiel, das mannigfaltig in der Literatur behandelt worden ist[2]). Auch entlang den spanisch-portugiesischen Küsten findet Hull die Mündungsteile solcher Furchen vor Caneira, Arosa, Lima, Douro, Carvoeiro, Tajo. — Im kleinen Schelf vor der Provence hat Pruvot[3]) drei 6—700 m tief eingesenkte Furchen beschrieben; Issel fand deren 7 an der Riviera und vermochte sie in dem dort sehr schmalen Schelf bis 1000 m hinab zu verfolgen. Nachdem J. Y. Buchanan die zugleich sehr tiefe und breite, dabei steil eingesenkte Furche vor der Kongomündung (er nannte sie sehr unzweckmäßig Congo-Cañon) schon 1887 beschrieben und ihr ähnliche schmälere Gebilde vor Grand Bassam und Lagos zur Seite gestellt hatte, fand Benest eine neue Furche nördlich vom Grünen Vorgebirge und dann auch an der ostafrikanischen Küste vor der Rovumamündung. Sonst haben im Indischen Ozean noch Indus und Ganges solche lange bekannten versunkenen Mündungen. An der amerikanischen Küste ist das ertränkte Tal des Hudson mehrfach beschrieben[4]), und an der kalifornischen hat G. Davidson deren eine ganze Anzahl zwischen S. Diego und C. Flattery nachgewiesen; Benest kennt auch eines vor der Pta. Pariña in $5\frac{1}{2}^{\circ}$ S. B. im schmalen Schelf von Nordperu. Zu alledem hat dann Nansen noch submarine Fortsetzungen zahlreicher norwegischer und isländischer Fjordtäler und -straßen in den vorgelagerten Schelfen nachgewiesen; auch aus dem irischen Nordkanal und dem westschottischen Fjordgebiet wären solche beizubringen. Man sieht, wie verbreitet diese Furchen sind. — Was ihre Entstehung betrifft, so ist eine von Buchanan vorgetragene und von Ed. Sueß gebilligte Auffassung gegenwärtig wohl als überwunden zu betrachten: Buchanan verwies auf ähnliche, wenn auch sehr viel kleinere Gebilde im Mündungsdelta der Rhone im Genfer See, die nach Forel wesentlich auf einer, dem einmündenden warmen Rhonewasser entgegen gerichteten kalten Unterströmung beruhen sollen, wodurch der Niederschlag von Sedimenten am Boden behindert werde. Analog wollte Buchanan in der Kongofurche das schwere atlantische Seewasser durch seine Gegenströmung unter dem leichten Flußwasser des Kongo die Sedimentation verhindern lassen, zumal das Seewasser in solchen Fällen[5]) vom Oberstrom stets vertikal in die Höhe gezogen werde, während sich in der Umgebung, also durch litorale Akkumulation, die Schelfbank aufbauen konnte. Kurz, diese Kongofurche sollte nicht erodiert, sondern ausgespart sein. Diese Er-

---

[1]) Petermanns Mitt. 1901, L.-B. N. 582.

[2]) Bull. Soc. Géogr., Paris 3, 1882, p. 113 mit Karte.

[3]) Comptes Rendus Acad. Paris, vol. 118, 1894, p. 203.

[4]) Zuletzt von J. W. Spencer im Geogr. Journ. 25, 1905, p. 180, auch unnütz als Great Cañon dargestellt.

[5]) Ozeanogr. II[1], S. 360.

Übersicht der wichtigeren Schelfe.

Name	Areal (qkm)	Tiefe	Bemerkungen
Britischer Schelf	1 050 000	meist weniger als 100 m	Einschließl. Nordsee, also von Biarritz bis Skagen
Norwegischer Schelf . .	93 000	200—300 m	—
Barentsschelf	830 000	200—300 m	—
Nordsibirischer Schelf .	1 330 000	zur Hälfte unter 50 m	Östlich von Nov. Semlja bis 155° W. L.
Island-Färöerschelf . . .	115 000	200—300 m	—
Neufundlandschelf . . .	345 000	150—200 m	—
Florida-Texasschelf . . .	385 000	meist unter 50 m	—
Campecheschelf	170 000	ebenso	—
Guyanaschelf	485 000	ebenso	Zwischen 11° N. und 5° S. B.
Südbrasilienschelf . . .	370 000	ebenso	Zwischen 38° und 23° S. B.
Patagoniaschelf	960 000	50—100 m	Von 38° S. B. bis Staaten I.
Agulhasschelf	75 000	meist über 100 m	—
Sambesischelf	55 000	meist unter 50 m	Zwischen 17° und 22° S. B.
Bombayschelf	230 000	50—100 m	Von Karatschi bis 12° N. B.
Nordwestaustralschelf .	590 000	ebenso	Von NW-Cape (Flaming Hd) bis C. Vandiemen (Melville Insel).
Arafuraschelf	930 000	ebenso	—
Südaustralschelf	320 000	ebenso	Zwischen 117° und 140° O. L.
Tasmaniaschelf	160 000	ebenso	—
Queenslandschelf	190 000	meist unter 100 m	Von Sandy C. bis C. Grafton
Birmaschelf	290 000	ebenso	—
Borneo-Javaschelf . . .	1 850 000	50—100 m	—
Tongking-Honkong-schelf	435 000	meist unter 100 m	—
Tunghaischelf	915 000	ebenso	Zwischen Pescadores- und Tsushima Inseln.
Ochotsk-Sachalinschelf .	715 000	50—100 m	—
Beringschelf.	1 120 000	zur Hälfte unter 50 m	—

klärung versagte sofort, als man sie auf ähnliche Gebilde anwenden wollte, die keine oder nur unbedeutende Flüsse in ihrer Verlängerung besitzen (wie die kalifornischen) oder wo die Flüsse sich in Deltas zerfasert in die See ergießen (wie vor Indus und Ganges), oder wo Gezeitenströme vor der Mündung alles Wasser bis auf den Grund vermischen, wie in der schmalen Hudsonfurche vor Neuyork. Es kann nicht bezweifelt werden, daß solche Erosionsrinnen nicht nachträglich unter Wasser weder ausgespart noch ausgefurcht sind, sondern daß sie nur an der Luft, also zu einer Zeit, wo die jetzigen Schelfflächen noch trockenes Land waren, von fließendem Wasser ausgegraben sein können. Dennoch wäre es vielleicht übereilt, aus der gegenwärtig oft sehr großen Tiefe ihrer ozeanischen Mündung, die an 1000 bis 2000 m betragen kann, ohne weiteres eine Senkung des gesamten Kontinentalsockels um den gleichen vertikalen Betrag zu folgern, wie das Hull und Spencer getan haben; Hull wollte damit zugleich die

einfachste Erklärung für die Eiszeit gefunden haben. Ich bin vielmehr geneigt, kein gleichmäßiges Absinken des ganzen Schelfs, sondern eine seewärts zunehmend verstärkte Senkung anzunehmen, wobei der Schelfrand selbst in Staffelbrüchen abfällt: so dürfte man insbesondere die von Issel an den Flanken der unterseeischen Rivierafurchen festgestellte Senkung pliozäner Schichten um mindestens 1200 m leichter verständlich finden.

Ich stelle zum Schlusse eine Tabelle der hauptsächlichsten Schelfe zusammen mit Angabe ihrer ungefähren Areale und vorherrschenden Tiefen (s. Tabelle S. 113).

Wenn wir uns nunmehr den Großformen der eigentlichen Tiefsee zuwenden, so haben wir in den die gewaltigen ozeanischen Räume primär gliedernden Schwellen, Rücken und Plateaus Erscheinungen von solcher Großzügigkeit vor uns, wie sie den Festlandflächen überhaupt fremd sind[1]). So findet die atlantische Schwelle, die sich von Island über die Azoren durch die Tropenzone über Ascension bis südlich von Tristan da Cunha erstreckt, mit ihrer Längenausdehnung von 14 000 km und ihrer Fläche von 10 Millionen qkm (begrenzt durch die 4000 m-Linie) nur in ganzen Erdteilen ihre Parallele. Noch mehr gilt das von den beiden Bodensenken, die sich von diesem zentralen Rückgrat des Atlantischen Ozeans nach Osten und Westen bis zu den Kontinentalrändern ausdehnen, der westatlantischen und ostatlantischen Mulde. Läßt man diese durch die Rückenhöhe der sie trennenden Schwelle begrenzt sein, so hat die westatlantische Mulde ein Areal von mindestens 30 Millionen qkm (mehr als Afrika), die ostatlantische rund 24 Millionen (gleich Nord- und Zentralamerika). Von den untergeordneten Teilbecken, in die sie zerfallen, kommt dem nordamerikanischen ein Areal von 13 Millionen, dem brasilianisch-argentinischen (nach der Zeichnung auf G. Schotts Karte im Valdiviabericht) von 16 Millionen qkm zu. Das nordafrikanische Becken hat 9 Millionen (wie Europa), das westafrikanische 11. Das sind alles erdteilmäßige Flächengrößen. Noch gewaltiger aber stellen sich die Hohlräume der anderen beiden Ozeane dar. Den Indischen beherrscht ein zusammenhängendes Becken vom Kapland und dem Chagosrücken an nach Osten über Tasmanien hinaus, im Süden von der Crozet- und Kerguelenschwelle begrenzt, mit einem Areal von 35 Millionen qkm (doppelt so groß wie Südamerika), und der Pazifische Ozean wird in der Hauptsache durch ein ungeheures Becken eingenommen, das sich im Westen von Neuseeland, dem Tonga-, Marshall- und Marianenrücken, dann im Norden von den Inselgirlanden der nordpazifischen Randmeere, im Osten durch die nordamerikanische Küste und durch die gewaltige Osterschwelle, im Süden durch den antarktischen Schelf begrenzen läßt und ein Areal von mehr als 80 Millionen qkm (mit Raum fast für zwei Asien!) in sich schließt. Die Osterschwelle selbst umfaßt innerhalb der 4000 m-Linie eine Fläche von 33 Millionen, übertrifft also noch Afrika. Abweichend vom meridional gegliederten Atlantischen Ozean sind die Gliederungen des Indischen und

[1]) Für das Folgende ist Supans Karte in Peterm. Mitt. 1899, Taf. 12 zu vergleichen.

Pazifischen mehr ostwestlich in äquatorialer Richtung und überhaupt ins Breite gebildet: wie schon Supan ansprechend hervorhebt, ein ähnlicher Gegensatz, wie zwischen Amerika und der Ostfeste.

An Größe der horizontalen Dimensionen kann sich die noch zuletzt zu erwähnende Großform der G r ä b e n nicht mit diesen gewaltigen Mulden und Becken messen; dafür sind sie aber im Besitze der größten Meerestiefen überhaupt. Diese Regionen ergiebigster Krustendepression der Erdoberfläche erfordern also eine besondere kurze Erörterung.

Schon in den ersten Zeiten der modernen Tiefseeforschung wurde durch die Lotungen des Challenger und der Tuscarora erkannt, daß sich die größten über 7- und 8000 m hinabragenden Tiefen der irdischen Ozeane nicht inmitten der letzteren, etwa möglichst fern von allem Lande, sondern gerade hart am Rande fanden, meist in der Nähe von steilen Bruchlinien der Kontinentalsockel. Bald erkannte man, daß sie ziemlich schmalen

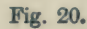
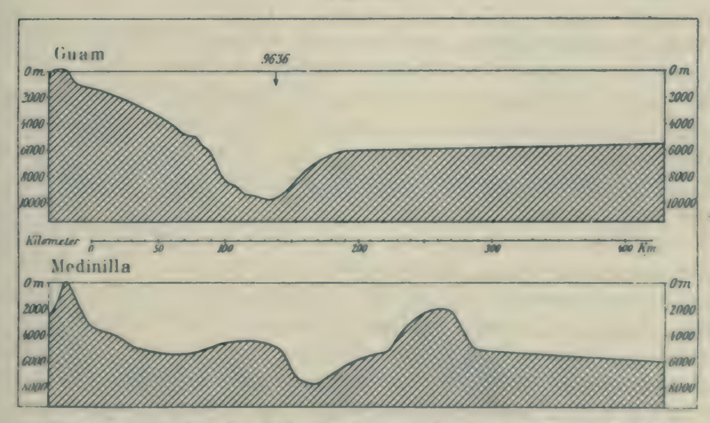


Fig. 20.



Zwei Querschnitte durch den Marianengraben (vergl. Fig. 21, S. 124).

Austiefungen angehörten, die sich einerseits in sanften Böschungen gegen die benachbarte Tiefsee von 5000 bis 4000 m verliefen, anderseits gegen die Kontinentalböschungen verhältnismäßig steil absetzten[1]). Aber erst Alexander Supan hat in den Gräben eine charakteristische Bodenform von größerer Verbreitung erkannt und auch die Bezeichnung dafür festgelegt. Er betonte dabei, daß der Ausdruck Graben sich nur auf die Form, nicht auf die Entstehungsweise beziehen solle, obwohl er es für wahrscheinlich halten mußte, daß auch die submarinen Gräben Verwerfungserscheinungen in großem Stile sind. Zu den von ihm verzeichneten neun Gräben sind inzwischen 13 andere hinzugekommen (s. Tabelle S. 116): sie folgen dem Normalprofil, wie es die obere der beiden sich auf den tiefen Marianengraben beziehenden Darstellungen in Fig. 20 erläutert, während Abweichungen davon, wie wir sie im zweiten Profil sehen, selten sind. Hervorzuheben ist ihre besondere Verbreitung an Küsten vom sogenannten pazifischen

[1]) Vergl. meine Bemerkungen im Geogr. Jahrbuch Bd. 11, 1887, S. 82; 15, 1891, S. 28; 22, 1899. S. 31.

Verzeichnis der Gräben mit ihren größten Tiefen.

Atakamagraben	7635 m	Marianengraben	9636 m
Acapulcograben	5428 m	Yapgraben	7538 m
Petacalcograben	5160 m	Pelaugraben	6868 m
Manzanillograben	5122 m	Tongagraben	9184 m
Aleutengraben	7383 m	Kermadecgraben	9427 m
Japangraben	8513 m	Sundagraben[2])	6205 m
Liukiugraben	7066 m	Mentaweigraben	5664 m
San Bernardinograben	6382 m	Keigraben	6505 m
Talautgraben	6758 m	Romanchetiefe?	7370 m
Nrdl. Boningrab.[1]) (27° N. B.)	6256 m	Portoricograben	8341 m
Südl. Boningraben (24° N. B.)	6575 m	Caymangraben	6269 m

Typus (nach E. Sueß), also entlang großen Falten, deren Zerrungsbrüchen sie offenbar angehören, wie sie auch meist von lebhaften vulkanischen Eruptionserscheinungen parallel zu ihrer Steilseite begleitet sind. So finden wir denn die meisten und die allertiefsten der Gräben im Bereiche des Pazifischen Ozeans (in der beistehenden Tabelle 16 von 22), und nicht nur an den Festlandsküsten, sondern auch entlang inselbesetzten Stufen des Meeresbodens, wie im westlichen Pazifischen Ozean; aber auch innerhalb der großen Mittelmeere haben sie als Zeugnisse stärkster vertikaler Dislokation ihre Vertreter im amerikanischen und australasiatischen Mittelmeer. Ob die Romanchetiefe inmitten des Atlantischen Ozeans wegen ihrer im allgemeinen rundlich trichterförmigen Gestalt wirklich dieser Kategorie von Bodenformen angehört, bleibe einstweilen dahingestellt, bis die Einzelheiten der von der deutschen Südpolarexpedition[3]) ausgeführten sorgsamen Auslotungen veröffentlicht sein werden. Über die anderen Gräben wird im folgenden noch einiges zu sagen sein, wo wir die Gliederung der Ozeane und der Nebenmeere im einzelnen zu erörtern unternehmen.

Indem die Gräben Träger der tiefsten Aushöhlungen der Erdkruste sind, bringen sie uns bei ihrer Landnähe die größten senkrechten Höhenunterschiede der Erdoberfläche überhaupt. In dieser Hinsicht steht nicht an erster Stelle das Nerotief, dessen — 9636 m der höchste Gipfel von Guam mit nur + 388 m zur Seite liegt; auch am Kermadecgraben (— 9427 m) erhebt sich die Insel Raoul nur auf 525 m. Die größten vertikalen Differenzen dürften auch nicht an der Ostküste von Japan mit mindestens 12 000 m vorkommen (unvollendete Lotung der Tuscarora mit — 8490 m, Gipfel des Fusiyama + 3780, zusammen = 12 270 m), sondern wahrscheinlich an der Westküste des nördlichen Chile im Atakamagraben: hier ist in 26° S. B. eine Tiefe von 7636 m und auf dem Lande der Gipfel des Llullaillaco mit 6600 m bekannt, also ein Höhenunterschied von 14 236 m; etwas weiter nördlich in 18° S. B. stehen sich eine Tiefe von 6866 m und der Berggipfel des Sayama mit 6415 m gegenüber, also mit einer senkrechten Differenz von 13 281 m. Die höchste positive Kulmination und tiefste negative Depression des Erdkrustenreliefs von + 8840 und — 9636 ergeben als Vertikalabstand 18 576 m. Solche Maße sollen nicht

---

[1]) Wird auf der Karte des Fürsten von Monaco zum Japangraben genommen.

[2]) Nach soeben bekannt werdenden Lotungen des deutschen Vermessungsschiffes Planet 7000 m (Ann. d. Hydr. 1906, S. 558).

[3]) E. v. Drygalski, Zum Kontinent des eisigen Südens, Berlin 1904, S. 637.

dazu dienen, um „uns durch das Anstaunen des Großen einen gewissen Genuß zu gewähren“, um eine ironische Wendung Oskar Peschels zu gebrauchen. Wir dürfen darin vielmehr eine Art von Maßstab erblicken für die Leistungsfähigkeit der dislozierenden Kräfte innerhalb der Erdkruste in ihrem Kampfe mit den entgegenwirkenden der Abtragung oder Umlagerung außerhalb derselben.

4. Die Anordnung der Bodenformen im einzelnen.

Wir beginnen mit dem Atlantischen Ozean, dem uns am besten bekannten und in seinen Formen auch wohl lehrreichsten, und stellen hier die Schwellen und Rücken voran. Diesen kommt zwar, wie ebenfalls A. Supan sehr richtig bemerkt hat, im Bodenrelief der Ozeane wegen ihrer Flachheit scheinbar nur eine untergeordnete Rolle zu; tatsächlich aber würden sie, wenn man sich den Ozean verdunstet denken wollte, als die großen Wasserscheiden des bloßgelegten Meeresbodens auftreten. Er hätte hinzufügen können, daß sie auch unter ihrer tatsächlichen Wasserbedeckung ähnliche Funktionen versehen, indem sie als lang hingestreckte Scheidewände den freien Austausch der Bodengewässer behindern können, wie in den gleich zu nennenden Fällen aus den Temperaturen der tiefsten Wasserschichten am Meeresboden zu schließen ist.

Die Zweiteilung des nordatlantischen Beckens durch eine Mittelschwelle hat zuerst 1870 Kapitän Sherard Osborn[1]) klar erkannt. In ihrem nördlichsten Teil lehnt sich diese Schwelle an den Islandschelf an, von dem aus ein, allerdings nur durch wenige Lotungen festgelegter schmaler Rücken, der Reykianesrücken des dänischen Hydrographen Wandel[2]), nach Südwesten ausdehnt. Es sind wesentlich zwei ältere Lotungen heranzuziehen: Die 1860 vom Bulldog in 59° 38′ N. B., 29° 35′ W. L. gefundenen 1368 m, und die 1875 vom Valorous in 56° 0′ N. B., 34° 35′ W. L. geloteten 1262 m, letztere mit vulkanischen Bodenablagerungen, wie denn diese Gegend auch durch gelegentliche Seebeben bemerkenswert ist. In der weiteren Fortsetzung der Schwelle nach Süden hin hat der Kabeldampfer Minia 1903 zwischen 53° und 53½° N. B. und 34° bis 36° W. L. eine rauhe submarine Felslandschaft ausgelotet, die sogenannten Miniaberge (s. die Tabelle S. 98, Nr. 9), wo sich in den Grundproben neben kristallinischen Gesteinen anscheinend glazialer Abkunft auch Zeugnisse vulkanischer Tätigkeit fanden. In 51° N. B. ist dann die Schwelle nach Westen hin etwas verbreitert und trägt den Namen Telegraphenplateau (S. 102). Weiter südlich nehmen die Tiefen auf kurzer Strecke bis etwas über 3000 m zu, um sich dann zunächst in der schon früher erwähnten Vulkanlandschaft der Faradaykuppen auf 1143 m zu erheben und sodann in das breite Azorenplateau überzugehen. Dieses trägt in seinem nordöstlichen Teil nach den Lotungen der Kabeldampfer Britannia und Podbielski stellenweise ein stark bewegtes Relief: bei 43° N. B. zwischen 19° und 21° W. L.

---

[1]) Proc. R. Geogr. Soc. vol. 15, London 1870, p. 28; Journal R. Geogr. Soc. vol. 41, 1871, p. 47—58 mit Profilen.

[2]) The Ingolf Expedition vol. I, part. 1, Copenhagen 1899, pag. 18 f. und Tafel 1.

trennt eine Tiefe von 6006 m Lotungen mit 3230 m im Osten und 1790 m (Felsgrund) im Westen; es ist das Peakes Deep auf Sir John Murrays Karten. Auch in der Nähe der Azoren ist der Boden reich gegliedert; nordwestlich von der Insel San Miguel liegt eine trichterförmige 3309 m tiefe Einsenkung in meist noch nicht halb so tiefer Umgebung; sie wird nach ihrem Entdecker Monacokessel benannt. Die Azor- und Princesse Alicebank im Südwesten von Pico ist an anderer Stelle (S. 98) schon erwähnt. — Beim weiteren Verlaufe nach Südwesten behält die Schwelle dann noch bis 29° N. B. und 42° W. L., ziemlich der Mitte des ganzen Nordatlantischen Ozeans, Tiefen von weniger als 3000 m, verläuft dann in oft wechselnder Breite mit 3000 bis 3500 m bis an 12° N. B., ist aber weiterhin erst ganz nahe am Äquator wieder durch Lotungen bestätigt. Eine früher angenommene südwestliche Abzweigung zum Guayanaschelf hinüber ist zwar durch die Lotungen der Enterprise als unwahrscheinlich bezeichnet worden (das Schiff fand überall Tiefen von mehr als 4600 m), aber an der Existenz einer solchen Verbindung ist ebensowenig zu zweifeln, wie an der Weiterführung der zentralen Schwelle von 12° N. B. zum Äquator, da sich bei einer tieferen Öffnung zwischen dem nordamerikanischen Becken und der nordafrikanischen Mulde einerseits und dem brasilianischen Becken anderseits die Bodentemperaturen überall ausgeglichen haben müßten, was nicht der Fall ist: in den beiden nordatlantischen Tiefenmulden ist die Bodentemperatur 2° und darüber, im brasilianischen Becken aber unter 1°. Wir sehen also hier schon Wirkungen auch einer submarinen Wasserscheide. Der äquatoriale Teil der großen atlantischen Schwelle trägt auf den älteren Karten den bezeichnenden Namen Äquatorialrücken, er streicht in der Tat zwischen 34° und 12° W. L. der Linie sehr nahe nach OSO. hin fort. Hierbei sind bemerkenswert geringe Tiefen nordwestlich von der Klippe St. Paul (1902 m) verzeichnet, während der Rücken gerade unterm Äquator bei 18° W. L. auf einer kurzen Strecke auf mehr als 3000 m absinkt. Daß sich aber hier eine breit durchgreifende Lücke von mehr als 5000 m Tiefe befände, wie der Reisebericht der deutschen Südpolarexpedition[1]) andeutet, ist ausgeschlossen wegen der Anordnung der Bodentemperaturen nördlich und südlich von der Schwelle, wie eben dargelegt wurde. Nach Süden hin aber sinkt hier der Äquatorialrücken mit steiler Stufe um mehr als 4000 m ab zu der berühmten Romanchetiefe (0° 11′ S. B., 18° 15′ W. L., 7370 m). Die Schwelle nimmt weiterhin bei 13° W. L. eine meridionale Richtung an und ist dann seit der Challengerexpedition (1876) mit Tiefen von öfter noch nicht 2500 m bis nach Tristan da Cunha hin bekannt, ganz neuerdings (1903) aber durch zwei Lotungen der schottischen antarktischen Expedition bis 55° S. B. nachgewiesen, indem Bruce in 52° 33′ S. B., 9° 47′ W. L. nacheinander 3230 und 3310 m lotete, gegen mehr als 4000 m weiter im Süden. Die große atlantische Schwelle, die im Norden mit dem Islandschelf zusammenhängt, besitzt also an ihrem südlichsten Ende anscheinend keine analoge Verbindung mit dem antarktischen Schelf. Dafür aber entsendet sie in 30° bis 40° S. B. zwei Ausläufer nach NW. und NO. Der westliche,

---

[1]) E. v. Drygalski, **Nach dem Kontinent des eisigen Südens, Berlin 1904, S. 637.**

von Supan Riogranderücken genannt, ist zuerst durch Lotungen der Enterprise bis nahe an das südamerikanische Festland heranreichend gefunden worden; in 31° 2′ S. B., 34° 27′ W. L. erhebt er sich sogar auf 692 m. Aber zwischen dieser Bank und dem südbrasilischen Schelf liegt doch eine breite und über 4500 m tiefe Verbindungsstraße vom argentinischen zum brasilianischen Becken hinüber, was auch aus den beiderseits niedrigen Bodentemperaturen hervorgeht[1]). Dagegen reicht der zweite Ausläufer etwa von Tristan da Cunha aus hinüber bis zum südafrikanischen Festland, wie das zuerst Sir Wyville Thomson 1876 richtig erkannt hat[2]). Er wies sowohl auf die Verschiedenheit der Bodentemperaturen im NW. und im SO. dieses Rückens hin, wie auch auf die Anlotung desselben durch die Hydra 1868 mit 3290 m in 24° 0′ S. B., 6° 40′ O. L. Inzwischen ist dann auch durch Lotungen der deutschen Tiefseeexpedition 1898 in 25° 27′ S. B., 6° 8′ O. L. die geringe Tiefe von 936 m, sowie durch englische Kabeldampfer, das Südpolarschiff Gauß und den Vermessungsdampfer Planet die Existenz dieser Schwelle endgültig bestätigt worden[3]). A. Supan, der dieser wichtigen submarinen Wasserscheide den Namen des Walfischrückens gab, da er ungefähr auf die Walfischbai hinzuführen scheint, hat die Temperaturgegensätze in nachstehender kleinen Tabelle zusammengefaßt:

Argentinisches Becken	in 42°	bis 34° S. B.,	4800 m,	0.3°	(9 Messungen)
Brasilianisches „	„ 37°	„ 1° S. B.,	4600 m,	1.0°	(16 „)
Kapmulde	42°	„ 26° S. B.,	4800 m,	0.9°	(10 „)
Südafrikanische Mulde .	24° S.	„ 4° N. B.,	4600 m,	2.4°	(13 „).

Hieraus ist ohne weiteres abzulesen, daß die niedrigen Temperaturen der Kapmulde am Boden nicht nach Norden in die südafrikanische Mulde hinübertreten; wie später zu zeigen sein wird, entspricht die Temperatur von 2.4° in diesen Breiten einer Schwellentiefe von 2950 m, und tiefer als 3000 m dürfte demnach der Walfischrücken nirgend unter den Meeresspiegel hinabreichen. Daß der Atlas des Fürsten von Monaco ihm eine Einsattlung von mehr als 4000 m Tiefe zuschreibt, ist ein beklagenswerter Fehler.

Beide von der langen atlantischen Schwelle getrennte Mulden sind auf großen Flächen über 5000 m hinab eingesenkt. Mehr als 6000 m erreicht auf einem beträchtlichen Areal das der westatlantischen Mulde angehörige nordamerikanische Becken, namentlich südlich von den Bermudasinseln, die nach allen Richtungen hin durch Tiefen von mehr als 5000 m isoliert sind. Auch das brasilianische Becken scheint ihm darin nicht nachzustehen, während das nordafrikanische nur an drei Stellen knapp 6000 m überschreitet: im vorher erwähnten Peaketief 6006 m (in 43° 9′ N. B., 19° 45.5′ W. L.) und zwei kleineren Flächen nordwestlich

[1]) Wie weit die rätselhafte Bank, auf die Dinklage (Ann. d. Hydr. 1899, S. 37) nach älteren Schiffsjournalen der Seewarte hinwies, in der Gegend um 46° S. B. und 30° W. L. den freien Zutritt des kalten Bodenwassers nach Norden hin behindert, muß späterer Nachforschung überlassen bleiben, wie die Feststellung der Bank überhaupt.

[2]) Peterm. Mitt. 1877, S. 44.

[3]) Ann. d. Hydr. 1902, S. 489; 1906, S. 359 und Tafel 26a. E. v. Drygalski a. a. O. S. 612.

und südwestlich von den Kapverden. Diese Inseln selbst sind durch keine größeren Tiefen als 3500 m vom afrikanischen Festlande getrennt, während die Kanarischen Inseln durch die Isobathe von 3000 m, und die ostwärts von Palma gelegenen durch die 2000 m-Linie mit dem Festlande verbunden sind. Madeira dagegen scheint ringsum, auch im Nordosten, von Tiefen umgeben, die 4000 m übersteigen. Im südafrikanischen und argentinischen Becken sind bisher noch keine Tiefen von mehr als 6000 m nachgewiesen. Von den Guineainseln ist nur Annobom durch Tiefen von mehr als 3000 m isoliert. Trinidad liegt inmitten einer weiten Fläche von mehr als 4500 m.

Abgesehen von der bereits erwähnten Romanchetiefe (7370 m) erreicht der Atlantische Ozean nur noch an einer Stelle Tiefen von mehr als 7000 m: in dem Portoricograben, wo sich eine der größten bekannten Meerestiefen befindet, die der V. S. Dampfer Blake unter Kapitän Brownson 1882 in 19° 36′ N. B., 66° 26′ W. L. mit 8341 m gelotet hat, nachdem schon im März 1873 die Challengerexpedition nördlich von Sombrero (in 19° 41′ N. B., 65° 7′ W. L.) 7087 m gemeldet hatte. Es sind auch kürzlich (1902) vom V. S. Kreuzer Dolphin dort zweimal Tiefen von über 8000 m gelotet, wovon allerdings die eine (8525 m in 19° 35′ N. B., 67° 43.3′ W. L.) deshalb unsicher erscheint, weil keine Grundprobe erhalten wurde; die andere (8138 m in 19° 38′ N. B., 68° 17′ W. L.) mag einwandfrei sein.

An die Tiefenbecken schließen sich noch einige bemerkenswerte Buchten. So setzt sich die Westatlantische Mulde mit stufenweise abnehmender Tiefe in die Westgrönlandbucht fort, die in einer Schwelle am Polarkreise mit knapp 550 m Satteltiefe endet. Nordwestlich vom Reykianesrücken dringt in ähnlicher Weise die Ostgrönlandbucht vor, und zwischen dem Island- und Irlandschelf die gablig auslaufende Rockallbucht, alle drei nicht wesentlich 3000 m überschreitend. Dagegen ist die Biskayabucht mehrfach, auch noch östlich von 5° O. L. etwas über 5000 m tief befunden.

Gegenüber der komplizierten Gliederung des Atlantischen Ozeans erscheint das Bodenrelief des Indischen Ozeans erheblich einfacher. Das bereits erwähnte, 35 Millionen qkm umfassende große indische Becken wird im Süden durch die Crozet- und die Kerguelenschwelle begrenzt. Zwischen diesen beiden führt eine tiefe Senke nach Südwest in das Kerguelenbecken und von diesem in das große westantarktische Becken, das die hohen südlichen Breiten des Atlantischen und Indischen Ozeans zwischen 20° W. und 60° O. L. bis an den Südpolarkreis heran zu erfüllen scheint und an Fläche (17 Millionen qkm) Südamerika gleichkommt. Die Kapmulde darf als sein nordwestlichster Ausläufer gelten. Tiefen von mehr als 5500 m sind darin sowohl von der Valdivia, wie vom Gauß und der Scotia nachgewiesen worden. Die Ausdehnung der Crozetschwelle ist nach den neuen Lotungen des deutschen Vermessungsschiffes Planet[1]) wohl nicht so groß, als man bisher annahm. Die Kerguelenschwelle zieht sich mit Tiefen von weniger als 3500 m bis nahe an 30° S. B. in den zentralen Indischen Ozean hinauf, um dafür im Osten bis auf 50° B. zurückzuweichen; sie hat aber wahrscheinlich ununterbrochenen Zusammenhang mit der Neuseeland nach Süden fortsetzenden Schwelle. Südlich von

[1]) Ann. d. Hydr. 1906, S. 462.

der Großen Australbucht sind, in steiler Böschung vom australischen Schelf begrenzt, von den britischen Vermessungsdampfern öfter recht bedeutende Tiefen gelotet worden; ein Dutzend Lotungen reicht über 5500 m hinab. Noch größere Tiefen liegen zwischen der Kokosinsel und Westaustralien, wo in 18° 6′ S. B., 101° 54′ O. L. der Kabeldampfer Sherard Osborn 6459 m in einer breiten, fast ebenen Mulde fand.

Während dem großen Hauptbecken grabenartige Gebilde im Süden und Westen von Australien fremd zu sein scheinen, haben sich Beweise für solche an zwei anderen Stellen ergeben. Zunächst hat (1888) der Kabeldampfer Recorder in 11° 22′ S. B., 116° 50′ O. L. 6205 m gelotet und dabei im einzelnen in jener Gegend einen ziemlich bewegten Boden festgestellt. Der Graben beginnt 230 km südlich von Sumbawa, und landwärts ist inmitten von mehr als 4000 m Tiefe noch ein kleines Plateau mit nur 2602 und 2780 m eingefügt. Eine andere Lotung, als die genannte, von mehr als 6000 m liegt aus diesem Teil des Sundagrabens nicht vor. Jedoch hat das deutsche Vermessungsschiff Planet im August 1906 250 km südlich von Java in 10° 1.5′ S. B. 108° 5′ O. L. mit 7000 m die größte Tiefe des Indischen Ozeans gelotet, wobei der Boden ebenfalls wellenförmig zum Graben abfällt: man wird an das ähnliche Profil südwestlich von Sumatra denken, wo die eine Welle sogar Inseln trägt. Der hier gelegene Mentawiegraben[1]) ist einer der schwächer ausgeprägten mit nur 5664 m in 4° 23′ S. B., 99° 43′ O. L. 150 km westlich von Triesteinsel. — Die sonst ziemlich gleichmäßige Ebenheit des Indischen Tiefenbeckens, das z. B. entlang dem Kabel von der Kokosinsel nach Rodriguez zwischen 70° und 95° O. L. in der Regel zwischen 4400 m und 5300 m Tiefe zeigt, wird in 14½° S. B. zwischen 86° und 88° O. L. durch zwei sehr auffällige kleine Erhebungen von nur 1737 und 1820 m Tiefe unterbrochen; diese zeichnen sich auch dadurch aus, daß sie keine vulkanischen Ablagerungen, sondern einen feinen weißen Sand als Grundproben lieferten[2]). — Sowohl die Kokos- wie die Keelingsinseln sind übrigens durch große Tiefen von mehr als 4500 m ringsum isoliert.

Verwickelter ist die vertikale Gliederung des westlichen Indischen Ozeans und noch in manchen Einzelheiten der Klärung und Verschärfung bedürftig. Tiefen von mehr als 5000 m sind zunächst südlich von Madagaskar, auch durch die deutsche Südpolarexpedition, nachgewiesen. Diese große Insel fällt an ihrer Ostseite[3]) mit sehr steiler Böschung rasch auf 4000 m und mehr ab, ist dagegen durch die Mosambiqueschwelle zwar mit dem afrikanischen Festlande verbunden, aber auf großen Flächen hat diese Schwelle Tiefen von mehr als 3500 m, auch noch südlich von den Komoren, ja unmittelbar vor dem schmalen Schelf, der diese Vulkanreihe mit der Nordspitze Madagaskars verbindet, ist eine Tiefe von 3736 m verzeichnet. Zwischen den Komoren und der Ostküste Afrikas sind bisher größere Tiefen als 2900 m nicht nachgewiesen. — Die Maskarenen liegen mitsamt den Nazareth- und Saya da Malhabänken, den Seychellen und Amiranten auf einer meist 3000 m nicht übersteigenden Schwelle; nur

---

[1]) Karte von Schott im Valdiviawerk a. a. O. Taf. 7. Vergl. Ann. d. Hydr. 1906, S. 561.

[2]) List of Ocean. Depths for 1901, p. 20 und 22.

[3]) Ann. d. Hydr. 1906, S. 463 und Taf. 33 (auch für das Folgende).

zwischen Mauritius und den Cargados der Nazarethbank scheinen die Tiefen merklich über 4000 m hinabzugehen. Im Seychellengebiet kommen Lotungen von über 3000 m hart am Rande der Bank vor; an der Westseite fällt einmal (in 6° 20′ S. B.) der Boden in 40 km Abstand von 20 auf 3534 m, also im Winkel von 5°. Von Rodriguez, das ebenfalls durch ein mehr als 4500 m tiefes Meer von Mauritius getrennt wird, ragt eine geräumige Schwelle von weniger als 4000 m weit nach Osten (71° O. L.). Wie die Lotungen des Sealark (1905) gezeigt haben, ist das kleine Plateau der Chagos steil umgeben von Tiefen, die jäh auf 3000 bis 3600 m abfallen und im Norden, nach den Malediven hin, fast 4000 m erreichen; die von Supan und Schott angenommene breite Verbindung nordwärts über Malediven und Lakkadiven zum indischen Festlande hin scheint nicht vorhanden zu sein[1]). In dem westwärts davon gelegenen Gebiet hält sich der Boden vorherrschend zwischen 4200 und 4600 m; Tiefen von mehr als 5000 m sind nur an drei Stellen gelotet, die ausgedehnteste vom Kabelleger Sherard Osborn im Mai 1905 zwischen den Seychellen und Socotra mit einer größten Tiefe von 5358 m (1° 24′ N., 53° 17′ O.), am Südrande einer fast ebenen Fläche mit 5100 m zwischen dem Äquator und 9° N. B.[2]). Der Boden der Arabischen Bucht ist sehr eben zwischen 3200 und 3700 m bis nahe an die Küste von Beludschistan. Der Golf von Aden besitzt ein reicher gegliedertes Relief, aber auch nirgends Tiefen von mehr als 3300 m, im breiteren Ostteil auch weniger als 3000 m. In sehr sanfter, aber stetiger Böschung erhebt sich die Flur der Bengalischen Bucht nordwärts: nördlich von 7° N. B. kennt man keine Tiefen von mehr als 3000 m, dagegen nähert sich die 2000 m-Linie oft ganz dicht dem nur vor dem Gangesdelta sich breiter entfaltenden Schelfrande. —

Auf das ungeheure Tiefenbecken des Pazifischen Ozeans mit mehr als 80 Millionen qkm Areal ist bereits hingewiesen worden: hier mag noch hinzugefügt werden, erstlich daß die Hälfte dieser Fläche (also gleich Asien) mehr als 5000 m tief eingesenkt ist, und zweitens daß diese Riesendepression der Erdkruste wesentlich der nördlichen Halbkugel angehört, wo sie entlang 15° N. B. eine Strecke von mehr als 13000 km beherrscht, während nur 10 Millionen qkm südlich vom Äquator über 5000 m hinabreichen. Zahlreiche isolierte Vulkankegel erheben ihr Haupt aus dieser tiefen Flur. Wesentlich über die tropischen Räume hingestreut, gewinnen sie in der Hawaiischen Inselkette besondere Größe; wie aus den Vorarbeiten für das amerikanische Kabel zwischen San Francisco und Guam hervorgeht[3]), liegen auch zwischen den nach Nordwesten hin immer kleiner werdenden Einzelgliedern dieser 3300 km langen Inselkette noch Tiefen von mehr als 4000 m. Soweit die noch spärlichen Lotungen ein Urteil gestatten, gilt dasselbe für die sogenannten zentralpolynesischen Sporaden nahe am Äquator, und für die Phönix-, Manihiki-, Cook- und Tubuaiinseln. Die Gesellschaftsinseln mit Tahiti liegen nach den neuen

[1]) List of Ocean. Depths for 1905, p. 2. The Geogr. Journ. 1906, Bd. 28, p. 424 (Karte). Vergl. auch Ann. d. Hydr. 1906, S. 560, Lotungen des Planet.

[2]) List etc. for 1905, p. 21.

[3]) James M. Flint, A Contribution to the oceanography of the Pacific (Bull. U. S. National Museum Nr. 55, Washington 1905) berichtet über die Lotungen des Nero 1899/1900.

Arbeiten von Alex. Agassiz auf einer Schwelle von weniger als 3000 m; auch der Paumotu-Archipel scheint zwei solcher Schwellen zu besitzen. Doch ist in diesem Inselschwarm ein reich bewegtes Bodenrelief entwickelt, denn mitten im Archipel zwischen Hao und Marokau bei 18° 8′ S. B., 141° 49′ W. L. fand Agassiz noch 4000 m.

Diesem ungeheuren pazifischen Becken gehören auch die größten und tiefsten Gräben des Weltmeers an. Lange Zeit hindurch hat das Tuscaroratief des Japangrabens (in 44° 55′ N. B., 152° 26′ O. L. 8513 m, gelotet am 19. Juni 1874 von Comm. George E. Belknap, V. S. S. Tuscarora) als größte überhaupt bekannte Meerestiefe gegolten. Wenn man den Tiefenkarten unbedingt Glauben schenken wollte, wäre noch immer keine größere zusammenhängende Fläche von mehr als 6000 m oder 7000 m bekannt, die diesem Japangraben gleichkäme. Nach der Karte des Fürsten von Monaco ergäbe sich ein Areal für die Tiefen von mehr als 6000 m von 1 145 000, für mehr als 7000 m von 445 000, und für mehr als 8000 m noch von 75 000 qkm. Doch melden sich bei näherer Prüfung mancherlei gewichtige Zweifel. Gerade der östliche Rand dieser riesigen Senkung ist noch so gut wie gar nicht durch Lotungen bestimmt, und man wird gut tun, sich auf künftige andere Begrenzungen gefaßt zu machen. So wird insbesondere die Ausdehnung des Japangrabens weit nach Süden bis in die Breiten der Bonininseln, in deren Nähe der V. S. D. Nero 1899 bei 27° N. B. 6256 m gelotet hat, noch weiterer Nachweise bedürfen, da es nordwärts von hier bis 34° N. B. an jeder Lotung mangelt. Nach Süden hin hat schon die Tuscarora festgestellt, daß zwischen 25° und 26° N. B. neben vereinzelten Tiefen von 5520 m (26° 9′ N. B., 146° 10′ O. L.) und 6011 m (25° 11′ N. B., 149° 46′ O. L.) doch auch Schwellen von 3109 und 3131 m vorkommen, wonach es unwahrscheinlich wird, daß der Japangraben über 26° N. B. südwärts vorschreitet. So muß man einstweilen die Lotung des Nero in 23° 50′ N. B., 143° 35′ O. L. mit 6574 m als Hinweis auf einen besonderen Graben betrachten, der als südlicher Boningraben zu bezeichnen wäre; er setzt steil gegen die Boninschwelle nach Westen hin ab und birgt vielleicht noch größere Tiefen. Die Boninschwelle ist mit der Marianenschwelle verbunden. An ihrem Südostrande aber sind die zur Zeit größten Meerestiefen gefunden. Es war im November 1899, als Kapitän Charles Belknap mit dem V. S. D. Nero entlang der geplanten Kabellinie von den Midwayinseln nach Guam lotend etwa 2° in Länge östlich von Guam (13° 40′ N. B., 146° 50′ O. L.) mit 8985 m den Boden nicht erreichte; selbst erkrankt, war er genötigt, das Kommando an Leutnant M. Hodges abzugeben, der einige Wochen später diese Senke genauer ablotete und dabei in 12° 43′ N. B., 145° 49′ O. L. 9636 m und nur wenig nordwestlich davon (in 12° 44′ N, 145° 47′ O) 9329 m fand[1]). Seitdem ist dann auch der britische Kabelleger Colonia hier tätig gewesen; beigegebene Skizze (Fig. 21) gibt ein Bild des so enthüllten gewaltigen Marianengrabens; zwei Profile durch denselben haben wir bereits kennen

[1]) Obiges war längst niedergeschrieben und das Kartenklischee fertig, als die Einzelheiten der wichtigen Lotungen des Nero von Flint veröffentlicht wurden; bis dahin lagen nur die Seekarten H. O. Nr. 527, 528, 529 und 1748 vor; vergl. auch die deutsche Seekarte 207. Die ersten Nachrichten gab ein Brief von Hodges an New York Herald vom 11. März 1900.

gelernt (S. 115). Für das Gebiet östlich der Länge von Guam standen über 100 Lotungen zur Verfügung; jedoch darf die Verlängerung des Grabens nach Südwesten hin noch nicht als genügend bestimmt gelten. Die Lotungen des niederländischen Dampfers Edi für das Kabel von Guam nach Menado zeigen allerdings, daß der Graben wohl kaum viel über die alte Lotung des Challenger von 8184 m in 11° 24′ N. B., 143° 16′ O. L. hinausreicht, und daß den vom Edi entdeckten kleinen Gräben von Yap und Pelau eine gewisse Selbständigkeit zukommen dürfte. Diese

Fig. 21.



drei Gebilde treten somit an die Stelle des 1899 von Supan angenommenen Karolinengrabens, der sich wesentlich auf die erwähnte Lotung des Challenger und einzelne weiter im Osten vom Vettor Pisani gefundenen Tiefen von etwas über 6000 m stützte. — Der Marianengraben entspricht, wie das obere Profil der Fig. 20 (S. 115) zeigt, durchaus dem Typus: sein Abfall von Guam nach Südosten hin erfolgt mit Böschungswinkeln, die zwischen 1000 und 5000 m = 2½°, von 5000 bis 9000 m = 7° werden, der Aufstieg zur benachbarten Tiefsee ist bis 6000 m = 4½° und wird weiterhin ganz außerordentlich gering, wenn wir die Lotungen des Albatroß (im Februar 1900) zu Grunde legen, der in je 100 Seemeilen Abstand von der größten Tiefe (8802 m) nach Südosten hin der Reihe nach 5876, 5473 und 5002 m maß. Die Kartenskizze (Fig. 21) zeigt aber auch, daß das Bodenrelief des Marianengrabens nach Nordosten hin komplizierter

wird. Nördlich von 14° N. B. fehlt der normale sanfte Aufstieg nach der Tiefsee hin, dafür erhebt sich dort eine Bodenschwelle bis weniger als 3000 m und an zwei Stellen auf noch nicht 2000 m. Bei 17° N. B. findet sich nach kurzer Unterbrechung eine Fortsetzung, und lotete die Colonia (Oktober 1902 in 16° 56.5′ N. B., 150° 00′ O. L.) sogar nur 1426 m. Auch näher nach den nördlichen Marianeninseln hin tritt eine Bodenschwelle hervor. Ein von der Insel Medinilla nach OSO. gezogenes Profil (das untere in Fig. 20) bewahrt infolgedessen durchaus nicht mehr das typische Bild eines Grabens, der hier vielmehr trotz seiner 7700 m eher einer Rinne gleicht. Das ganze Bodenrelief legt den Gedanken an eine in der Entwicklung begriffene Faltenbildung sehr nahe.

Mit den bisher genannten Gräben ist ihre Zahl im westlichen Teil des nordpazifischen Gebiets aber noch nicht erschöpft: auch die Philippinenbucht beherbergt solche. Es stehen hier zwar nur auf dem Lotungsbande zwischen Guam und dem Dingalagolf (15½° N. B.) die sehr eng gestellten Lotungen des Nero, und nach der San Bernardinostraße, in die das Kabel geführt ist, die der Colonia zur Verfügung, sowie, damit sich kreuzend, die Lotungen des Edi von Shanghai nach Yap, während man von dem Rest nur wenig weiß. Aber schon das Vorhandene genügt, um Anzeichen zunächst für einen die Liukiuinseln seewärts begleitenden Graben zu erkennen, der sich in 24° 11′ N. B., 127° 33′ O. L. über 7000 m austieft. Sodann hat die Colonia östlich vom Eingang zur San Bernardinostraße einen Graben entdeckt, der nicht gerade zu den besonders tiefen gehört, aber sonst ganz typisch nur 30 Seemeilen nördlich von Samar (13° 13.5′ N. B., 125° 21′ O. L.) 6382 m und dann weiter nach ONO. in je 40 Seemeilen Abstand 5550 und 4735 m ergab. Möglicherweise begleiten den Ostrand der Philippinen noch andere Grabenbildungen; jedenfalls hat der Dampfer Edi vor der Halmaheramulde nördlich von Morotai und östlich von Talaut die große Tiefe von 6758 m angelotet, während sich der Boden weiter seewärts nach Nordosten hin wieder auf 5600 m erhebt.

Eine weitere Fortsetzung findet die Reihe der nordpazifischen Gräben nach Nordosten entlang den Aleuten, wo durch die Lotungen der V. S. D. Tuscarora und Albatroß auf die beträchtliche Strecke von 2400 km hin Tiefen von mehr als 6000 m und zweimal solche von 7000 m festgestellt sind. Die größte Tiefe, 7384 m, liegt südwestlich von Attu in 51° 53′ N. B., 171° 12′ O. L. Doch ist nur im östlichen Teil, in den Längen östlich von Unalaschka, der Südrand des Aleutengrabens angelotet worden, so daß über seine eigentliche Ausdehnung gegen die nordpazifische Tiefsee und auch über sein Verhältnis zum Japangraben zur Zeit noch nichts auszusagen ist.

In bemerkenswertem Gegensatz zu diesen großen Austiefungen des nordpazifischen Bodens im Westen und Norden stehen seine geringen Tiefen im Nordosten. In der Alaskabucht verläuft die Isobathe von 4000 m in einem Abstande von 700 km, die 3000 m-Linie in ihrem südlichen Teil von 400 km vor der Außenküste der Thlinkiteninseln und von Vancouver. Erst an der kalifornischen Küste zwischen 40° und 33° N. B. tritt die Isobathe von 3000 m ganz nahe (40 bis 60 km) an das Land heran. Noch mehr ist das an der mexikanischen Küste der Fall, der sogar die 4000 m-Isobathe in der kleinen Entfernung von 50 bis 60 km folgt und infolge-

dessen Böschungen von 4° bis 5° eigen sind; Albatroß lotete 1904 nur 54 km südlich vom Acapulcohafenfeuer schon 4524 m. Alex. Agassiz hat darum hier einige kleinere grabenartige Bildungen erkannt, die mit ihren über 5000 m eingesenkten tiefsten Stellen dem Lande am nächsten liegen. Er nennt als solche von Norden nach Süden: die Manzanillotiefe mit 5122 m (bei 19° N.B.), die Petacalcotiefe mit 5160 m (um 17° N. B.) und die Acapulcotiefe mit 5428 m (um 16° N.B.), welche drei in der Tat so viele Merkmale echter Gräben, abgesehen von der mäßigen Tiefe, aufweisen, daß wir sie in unsere Liste aufgenommen haben (S. 116). In zwei anderen, von Agassiz aufgezählten Fällen ist das nicht geschehen: die Sebastian-Viscainotiefe mit 4398 m (bei 28° N. B.) und die San-Josétiefe südöstlich von San José de Guatemala mit 4572 m sind beide nicht tief genug, die zweite liegt obendrein über 200 km, also doch wohl schon zu weit vom kontinentalen Schelfrande entfernt.

Um so großartiger wieder sind die beiden Gräben, die den südhemisphärischen Teil des großen pazifischen Beckens im Westen begrenzen, der Tonga- und der Kermadecgraben[1]). Man kann sie, obwohl der unmittelbare Zusammenhang der mehr als 6000 m messenden Tiefen zweimal, in 18° und in 26° S. B., unterbrochen scheint, gewissermaßen als zusammengehörig und nicht bloß die eine als Fortsetzung der anderen anerkennen, sondern die Gesamterstreckung der sie beherrschenden Dislokationslinie sogar von den Samoainseln im Norden bis in die Nähe der Cookstraße nach 42° S. B. ausdehnen. Alsdann kommt dieser merkwürdigen Einsenkung der Erdkruste eine Länge von rund 3000 km zu und damit der Rang eines der bedeutsamsten Merkmale im Gesamtbilde der Erdoberfläche. Der fleißigen Arbeit der britischen Vermessungsdampfer, insbesondere des Penguin unter Kapitän A. F. Balfour, ist ihre genauere Erforschung zu danken, nachdem schon im Mai 1889 der Vermessungsdampfer Egeria südlich von den Samoainseln in 17° 41′ S. B., 172° 14.5′ O. L. die auffallende Tiefe von 8285 m erhalten und die Aufmerksamkeit auf diese Gegend gelenkt hatte. Es sind seitdem im Bereiche beider Gräben 8 Lotungen von mehr als 8000 m, 15 von mehr als 6000 m bekannt geworden, die größten Tiefen übersteigen 9000 m: im Tongagraben in 23° 39.4′ N. B., 175° 4.2′ W. L. mit 9184 m, während der Kermadecgraben noch zwei solche Riesentiefen aufweist: in 28° 44.4′ S. B., 176° 4′ W. L. 9413 m und 30° 27.7′ S. B., 176° 39′ W. L. 9427 m. Der steile Westrand zeigt mehrfach Böschungen von 4° bis 7°, der Ostrand verläuft, wie einige passend gestellte Lotungen erweisen, fast in völliger Ebene. Noch in 35° 28′ S. B., 178° 46′ W. L. hat der Penguin 8010 m gelotet, weiter nach Süden aber hebt sich dann der Boden rasch auf 4000 m und bald tritt die 3000 m-Linie nahe an den Schelf der Nordinsel von Neuseeland heran. Hiernach ist kaum ein Zweifel, daß es sich, wie hier im Süden, so auch weiter im Norden bei den ungleich tieferen Senkungen um großartige Verwerfungsspalten handeln wird. Diese sind an ihrer westlichen Seite von Vulkanen begleitet, deren Tätigkeit in Neuseeland offenkundig ist, in den nordwärts liegenden Fortsetzungen aber teils in vulkanischen Inselbergen,

---

[1]) Vergl. Petermanns Mitt. 1892, S. 35; Geogr. Zeitschr. 1899, S. 509 und Tafel 10; Brit. Adm.karte Nr. 780.

teils in submarinen Bänken mit vulkanischer Bodenbedeckung mehr oder weniger deutlich bis zu den Tonga- und Samoainseln hin in die Erscheinung tritt: zuletzt scheint eine von tätigen und erloschenen Eruptionsstellen begleitete, neue Dislokationslinie quer gerichtet von OSO. nach WNW. den Abschluß zu bringen.

Dem so ausgestatteten südhemisphärischen Ausläufer des großen pazifischen Tiefseebeckens stehen nun zwei sehr abweichend geformte Bodenbildungen zur Seite. Zunächst im Westen ein Gebiet von vielfach geringen Tiefen, durch mehrere inselbesetzte Rücken und flache Schwellen stark gegliedert, gegen das australische Festland hin aber wieder zu größeren Tiefen abfallend, von einigen (S. 26) als ein ostaustralisches Randmeer bezeichnet. Sodann im Osten zunächst die breit hin gestreckte, bereits kurz erwähnte Osterschwelle, großenteils inselarm, nächst den beiden Polarkappen die menschenleersten Einöden der ganzen Erdoberfläche bergend, endlich weiter östlich ebenfalls zu einem tieferen Raum langsam absinkend, dem Chilenisch-Peruanischen Becken, das unter der südamerikanischen Küste mit einer ausgezeichneten Grabenbildung abschließt.

Gerade im südwestlichsten Teil des Pazifischen Ozeans sind durch die langjährigen Vermessungsarbeiten der britischen Marine die Bodengestaltungen vortrefflich erschlossen worden. Wir wissen daraus, daß sich von Neuseeland aus nicht nur der Tongarücken mit oft noch nicht 2000 m erreichenden Tiefen nach NNO. hinzieht und sich zuletzt noch verbreiternd die Fidschiinseln mit umfaßt. Ein zweiter Rücken dehnt sich, schon früh von der Challenger- und Gazelleexpedition berührt, als Neucaledonischer Rücken von Neuseeland aus nach Nordwesten, frei von Inseln auf seinem Kamm, der einmal bei 33° S. B. noch nicht 900 m überschreitet und sich bis zum Chesterfieldriff in 20° S. B. ausdehnt. An den Queenslandschelf schließt sich der gleichnamige Rücken an, mit einem stellenweise sehr bewegten Bodenrelief. Zwischen dem Tonga- und Neucaledonischen Rücken liegt das über 4000 m tiefe Fidschibecken, im Norden durch den schmalen Fidschirücken abgeschlossen. Die Neuen Hebriden, die Salomonen und der Bismarckarchipel scheinen sich auf besonderen Rücken aufzubauen, doch ist hier die Kenntnis der Meerestiefen im einzelnen noch sehr lückenhaft. Wahrscheinlich mit Recht unterscheidet Supan ein Hebridenbecken westlich von den gleichnamigen Inseln, mit Tiefen von mehr als 5000 m, und ein Korallenbecken zwischen Neuguinea und dem Queenslandrücken (mit nur 4500 m bekannter Maximaltiefe). — Die Ostaustralbucht ist eine ungleich geräumigere Bildung, sie gliedert sich, wie schon einmal hervorgehoben, dem Tiefenbecken des Indischen Ozeans an; in ihr sind Tiefen von über 5000 m mehrfach, auch in Landnähe nachgewiesen. — Die Nordküste von Neuguinea fällt an einigen Stellen rasch zu Tiefen von 3500 m ab, weiter nördlich aber liegt die Tiefseeflur noch tausend Meter tiefer und von dieser Basis aus scheinen die Inselsockel der Karolinen- und Marshallgruppen, soweit die noch spärlichen Lotungen einen Einblick ermöglichen, ziemlich unvermittelt aufzusteigen.

Die Osterschwelle ist nach Nordosten hin über die Galápagos, nach Südosten über den Juan Fernandezrücken mit dem Körper Südamerikas verbunden. Das Chilenisch-Peruanische Becken senkt sich wieder über

4000 m ein und erlangt im Atakamagraben vielfach Tiefen von 6000, und zwischen 25° und 27° S. B. solche von über 7000 m. Hier lotete der Kabelleger Relay im Mai 1890 in 25° 42′ S. B., 71° 31.5′ W. L. 7635 m. Der Boden des Grabens scheint sehr uneben zu sein, denn A. Agassiz[1]) lotete auf der Höhe von Callao Tiefen von 838 bis 5706 m dicht beieinander.

Nach den früheren Annahmen lehnte sich die Osterschwelle auch im Süden an einen vom antarktischen Schelf ihr entgegenkommenden Ausläufer, da die Enterprise, entlang 50° S. B. nach Osten lotend, bei 120° W. L. einmal sogar weniger als 3000 m gefunden hatte. Aus den zwar nur vereinzelten, aber doch sehr wichtigen Lotungen des britischen Südpolarschiffs Discovery auf seiner Heimkehr im Sommer 1904 ist aber zu entnehmen, daß dicht bei dem mythischen Doughertyisland noch große Tiefen (4733 m) vorwalten und das pazifisch-antarktische Becken vermutlich im Südosten von Neuseeland mit dem großen pazifischen Tiefenbecken von mehr als 5000 m verbunden ist. Nach Osten reicht dieses südöstlichste Becken zufolge den Lotungen der Belgica mit etwas mehr als 4000 m bis in die Kap Hornstraße hinein, nach Süden vielleicht in die Nähe der Peterinsel, während der nördlichste Ausläufer in einer Lotung des Challenger von 4151 m in 39° 22′ S. B., 98° 46′ W. L. erblickt wird. Doch fehlt noch viel, um Auffassungen zu unterstützen, wie die Arçtowskis, daß der Gebirgsbogen der patagonischen Anden über die Staateninsel in einer weit nach Osten ausholenden Kurve als ein unterseeischer Rücken mit steiler West- und sanfter Ostabdachung nach den Südshetlandinseln hinüberführe, wodurch nebenbei auch eine natürliche Grenze zwischen dem Atlantischen und Pazifischen Ozean gegeben werde: die Lotungen der schottischen Südpolarexpedition unter Bruce wenigstens zeigen dem gegenüber, daß Tiefen von beinahe 4000 m noch dicht bei den Südorkneyinseln vorkommen, der Verbindungsbogen also mindestens stellenweise stark zusammengebrochen sein müßte.

Im Bodenrelief der Nebenmeere wird niemand die Großzügigkeit ozeanischer Verhältnisse erwarten dürfen. Wo Meer und Land sich so innig durchdringen, wie in den großen Mittelmeeren, kann auch die vertikale Gliederung nicht hinter der horizontalen zurückstehen.

Das größte der interkontinentalen Mittelmeere, das Arktische, kommt auch in den horizontalen Dimensionen seiner Tiefenbecken ozeanischen Verhältnissen noch am nächsten. Nach Fridtjof Nansens[2]) Auffassung, der man im ganzen ohne Bedenken folgen kann, haben wir es dort mit einer großen und zwei kleinen Mulden zu tun. Die tiefe arktische Zentralmulde umgibt den Nordpol mit dem bedeutenden Areal von 4 Millionen qkm und birgt nach den Lotungen Nansens und Sverdrups Tiefen von über 3800 m; die größte bekannte Tiefe mit 4000 m liegt in 81° 8′ N. B., 127° 32′ O. L. Wahrscheinlich ist diese Mulde zwischen Spitzbergen und Nordgrönland durch eine Schwelle abgeschlossen, als deren geringste

[1]) Memoirs of the Museum of Compar. Zoology et Harvard College, Bd. 23, Cambridge 1906, p. 43.

[2]) Bathymetrical Features of the North Polar Seas, Kristiania 1904.

Tiefe bisher[1]) 786 m bekannt geworden sind (in 81° 2′ N. B., 3° 50′ O. L.). Nach Nansens Annahme liegt hier wahrscheinlich eine wichtige Wasserscheide, da die Temperatur der Tiefenschichten der Zentralmulde eine andere (—0.90°) und zwar höher ist als die der norwegischen Mulde (—1.2°). Diese zweite, auch Nordmeerbecken genannt, hat vom Rande der Schelfflächen ab gemessen ein Areal von 1 900 000 qkm. Schon Mohn erkannte in ihr zwei Gebiete von mehr als 3000 m, die durch eine von Island quer über Jan Mayen nach der Bäreninsel verlaufende Schwelle von höchstens 2400 m Tiefe geschieden sind. Die größte Tiefe der nördlichen Einsenkung ist nicht die von Nordenskiöld an Bord der Sophia 1868 in 78° 5′ N. B., 2° 30′ W. L. gelotete sogenannte Schwedische Tiefe von 4850 m, denn diese Lotung hat sich bei Nachprüfung durch A. G. Nathorst im Sommer 1898 als technisch mißlungen erwiesen[2]) und muß um 2000 m verringert werden; vielmehr bleibt einstweilen einer Lotung der Vöringen in 75° 16′ N. B., 0° 54′ W. L. mit 3630 m der Vorrang. Auch im südlichen Teil ist eine Lotung desselben Schiffs in 68° 21′ N. B., 2° 5′ W. L. mit 3667 die größte. Ein sehr wichtiges Seitenglied der Nordmeermulde ist die schmale Färöer-Shetlandrinne, die den Britischen vom Färöerschelf trennt und deren Boden auf langen Strecken sehr gleichmäßig zwischen 1170 und 1189 m liegt; ihr verbreitertes Südwestende ist durch den merkwürdigen Wyville-Thomsonrücken quer gegen den Atlantischen Ozean abgeschlossen: eine sehr wichtige Wasserscheide, deren Satteltiefe 576 m nicht überschreitet. Nansen bemerkt an diesem Rücken eine Anzahl von Talkerben, die den Eindruck ehemaliger Erosion durch Atmosphärilien erwecken. Eine analoge Rinne, aber mit Tiefen bis über 1500 m, scheint sich auch nördlich von Island in die Dänemarkstraße vorzuschieben; die Satteltiefe des sie im SW. abschließenden Rückens beträgt nach dänischen Lotungen kaum mehr als 550 m. — Die dritte und kleinste der arktischen Mulden, von nur 200 000 qkm Ausdehnung, erfüllt die Baffinbai mit Tiefen, die schwerlich 2000 m übersteigen. Die einst so berühmte Lotung von John Ross im September 1818 in 72° 23′ N. B., 73° 6.5′ W. L. mit 1920 m (S. 70) erscheint ganz annehmbar; ähnliche Tiefen sind auch im südlichen Teil bekannt.

Die Straßen in dem inselreichen Gebiete nördlich von Nordamerika besitzen stellenweise große Austiefungen. In vielen Fällen haben hier die Polarfahrer mit 200 m den Boden nicht berührt, in einzelnen auch nicht mit 600 m, so daß Nansen an versenkte Fjordrinnen denkt. Doch fehlt es auch nicht an seichten Schwellen zwischen den einzelnen Inseln bis zu den nördlichsten hinauf. Nordwärts von Grantland hat im Mai 1876 A. F. Markham an seinem nördlichsten Punkte 132 m gelotet und damit die Ausdehnung des Nordgrönlandschelfs bis über 83° N. B. hinaus nachgewiesen. Tiefen von 200 bis 400 m finden sich auch, wie bereits erwähnt, im norwegischen und Barentsschelf; der nordsibirische dagegen ist seicht (vergl. Tabelle S. 113) und auch die Beringstraße hat nur Tiefen von weniger als 50 m[3]): hier ist also Amerika mit Asien durch einen

[1]) Nach H. Mohn, Nordhavets Dybder, Temperatur og Strömninger, Kristiania 1887, Karte 1. Vergl. indes La Géographie XIV, 1906, p. 141.

[2]) The Geogr. Journal, Bd. 14, London 1899, p. 64.

[3]) Petermanns Mitt. 1881, Taf. 17.

breiten und seichten Schelf vereinigt. Indem Supan[1]) die Anordnung der großen arktischen Mulden und Schelfe von einem das gesamte Erdbild umfassenden Standpunkte betrachtet, erkennt er im Arktischen Mittelmeer morphologisch eine Dependenz des Atlantischen Ozeans und in dieser atlantisch-arktischen Senke die wahre Grenze zwischen den beiden Kontinentalmassen der Alten und der Neuen Welt.

Eine gewisse Abhängigkeit von der Bodenkonfiguration des Atlantischen Ozeans verrät auch das Amerikanische Mittelmeer[2]). Der breite Guayanaschelf setzt sich auch vor der Küste von Venezuela noch ein Stück nach Westen fort, und die Halbinsel Florida ist nur die ganz flache Krönung des breiten, vor der atlantischen Küste der Vereinigten Staaten nach Südwesten verlaufenden Schelfs. Die großen Faltenbögen des Antillensystems sind nicht nur in den lang gestreckten großen Antillen ausgeprägt, sondern auch in dem, als Fortsetzung des Portoricograbens nach Westen erscheinenden Caymangraben, der im Bartletttief unmittelbar südlich von Groß Cayman 6269 m erreicht und noch an zwei anderen Stellen 5800 m überschreitet. Diese ostwestlichen Richtungen kehren auch noch wieder im Yucatanbecken zwischen Yucatan und Kuba (mit 4709 m), sowie im mexikanischen Becken, das nur an zwei Stellen über 3800 m hinabreicht, und im großen karibischen Becken (mit Tiefen bis 5200 m), das vom Caymangraben durch eine nirgends über 2000 m tiefe breite Schwelle geschieden ist. Auch in dem die Kleinen Antillen tragenden Rücken findet sich noch eine kleine im Streichen des Antillensystems gelegene Eintiefung, das Saint Croixbecken nördlich von St. Thomas mit 4900 m. Übrigens beträgt keine Satteltiefe in den Straßen zwischen den Antillen mehr als 1700 m, wie wir später aus dem Auftreten homothermischer Tiefengewässer näher nachzuweisen haben werden.

Der für das Bodenrelief der großen Mittelmeere so bezeichnende Gegensatz tiefer Einsturzkessel oder -gräben gegen breite Schelfbrücken gelangt wohl am deutlichsten im Australasiatischen Mittelmeer[3]) zum Ausdruck. Die großen Schelfflächen der Java- und Borneosee, der Golfe von Siam und Tonkin beherrschen den Westen, der Arafuraschelf den Süden, während nicht weniger als acht Einbruchskessel an der östlichen, dem Pazifischen Ozean zugewandten Seite das Bodenrelief beherrschen. Unter diesen ist das Chinabecken mit 1 300 000 qkm (innerhalb der 1000 m-Linie) das größte, obzwar nicht das tiefste; es erreicht in seinem kleineren nordöstlichen Teil über 4000 m (nach einer Lotung der Egeria im Dezember 1890 in 13° 31′ N. B., 119° 34′ O. L. sogar 4965 m, etwa 90 km westlich von Kap Calavite vor der Mindoropassage). In dem geräumigen Gebiete südlich von 16° N. B. scheint es aber nirgends über 3000 m tief zu sein. Bezeichnend sind hier die zahlreichen tafelförmigen,

---

[1]) Grundzüge der Phys. Erdk.[3], Leipzig 1903, S. 243.

[2]) Agassiz, Three Cruises of the Blake, Bd. I, 1888, p. 98; auch Berghaus, Physik. Atlas Nr. 26, sind in den wesentlichen Grundzügen noch heute zutreffend.

[3]) Sowohl die Karte im Atlas der Seewarte für den Indischen Ozean Taf. 2, wie die bei Berghaus, Phys. Atlas Nr. 25 entsprechen nicht mehr dem Stande der Kenntnisse. Tydeman, Hydrogr. Results of the Siboga Exped., Leyden 1903 ist sehr gut für den südöstlichen Teil. Auszug mit Karte Ann. d. Hydr. 1904, S. 103.

aber steil aufgebauten, kleineren und größeren Bänke und Riffe, die nur unvollkommen vermessen sind, außer den für die Schiffahrt ungünstiger gelegenen, meist von Korallen gekrönten Paracels-, Macclesfield-, Truro-, Scarborough- und Pratasriffen weiter im Norden. Der Aufstieg zum großen Siam-Borneoschelf scheint sich im allgemeinen sanft zu vollziehen, während der Abfall vom Palawan- und dem schmalen Philippinenschelf steil wird. Palawan und Mindoro sind durch die 200 m-Linie südwestwärts mit Borneo inniger verbunden, als mit Luzon, welches aber seinerseits durch seichte Bänke mit Sámar, Mindanao und Panay zusammenhängt. Zwei kleine Kesseltiefen sind hier bekannt geworden: zwischen Tablas und Sibuyan mit 1289 m, und südlich von Bohol mit 686 m. Mindanao selbst reicht ebenfalls dem nordöstlichen Borneo über den breiten Suluschelf die Hand. Das so rings umschlossene Sulubecken ist ziemlich tief: 4663 m fand schon der Challenger in 8° 32′ N. B., 121° 55′ O. L. nur 60 km von der Pta. Gorda auf Mindanao. Durch die 400 m tiefe Sibutupassage steht es mit dem noch tieferen Celebesbecken in Zusammenhang, wo die Tiefen von über 4000 m vorherrschen und zwei Lotungen von mehr als 5000 m bekannt sind (5111 m in 4° 12′ N. B., 124° 2′ O. L.). Wie aus den Lotungen der Sibogaexpedition hervorgeht, zieht sich ein schmaler Ausläufer mit 2000 bis 3000 m Tiefe in die Makassarstraße hinein; diese wird bei den Balabalaganinseln anscheinend durch eine Schwelle von weniger als 1000 m durchquert, darauf folgt weiter südlich wieder ein kleines Becken von etwas über 2000 m, und eine neue Schwelle mit beinahe 1000 m südwestlich von der Stadt Makassar. Im Osten wird das Celebesbecken durch den Sangirrücken begrenzt; zwischen den ihm aufgesetzten Inseln sind mehrfach Einsattlungen von etwa 1300 m und im Norden eine solche von etwas über 1600 m, wie auch aus dem homothermischen Tiefenwasser des Celebesbeckens hervorgeht. Noch zwischen den Talaut- und Sangirinseln hat die Siboga 3302 m gelotet. Die Molukkenpassage ist an ihrer östlichen Seite gegen den Talautgraben (vergl. S. 125) geöffnet und erscheint nach Südwesten hin von ziemlich wechselvollem Bau. An der Ostseite erreicht eine schmale Rinne erst über 3000, dann auch 4000 m in der Richtung auf Obi Major hin; die Maximaltiefe dieser kleinen Halmaheramulde beträgt 4709 m. Auch der Golf von Tomini erscheint über 1000 m tief. Zwischen Obi Major und den Sulainseln fand die Siboga eine Schwelle von 1724 m größter Tiefe. Östlich von Halmahera liegt das kleine, aber 2000 m überschreitende Molukkenbecken; es scheint sich durch die Djilolopassage mit etwa 1100 m Satteltiefe mit dem benachbarten Pazifischen Ozean zu verbinden. Außerordentlich kompliziert, aber auch sehr lehrreich, gestaltet sich das Bodenrelief des großen Bandabeckens. Nach den eingehenden Messungen der Sibogaexpedition hat man es im wesentlichen mit zwei konzentrischen Bögen und drei damit parallelen Rinnen und Gräben zu tun. Der erste, äußere Rücken wird durch die Inseln Buru, Ceram, Watubela, Kei, Timor Laut, Babar, Sermata, Moa, Timor und Rotti gekennzeichnet. Zwischen ihm und dem Neuguinea-, Arafura- und Sahulschelf zieht sich eine 50 bis 80 km breite parallele Rinne einher, die in der Pittpassage nördlich von Buru mindestens 4700 m tief ist, nordöstlich von Ceram nur 1200 bis 1800 m, zwischen den Kei- und Aruinseln aber wieder mehr als

3500 m erreicht, südlich von Sermata 2341 m und südöstlich von Timor 3109 besitzt und weiterhin über Tiefen von etwa 2000 m in den Indischen Ozean hineinführt. Wie der äußere Rücken an Timor, so knüpft der innere an Flores und dessen östliche Fortsetzungen an. Häufiger und tiefer unterbrochen, als der andere, wird er sich doch leicht in der Anordnung der Inseln Wetter, Dammer, Serua, Manuk und Banda erkennen lassen; sein weiterer Verlauf ist durch den von der Siboga entdeckten und nach ihr benannten Rücken mit Tiefen von 1900 bis 3000 m südwestlich zurückbiegend nach den Luciparainseln erkennbar. Der Zwischenraum zwischen den beiden Rücken wird durch sehr erhebliche Tiefen erfüllt. Südlich von Buru sind 4777 m (mit einer Böschung gegen die Küste von 52°) verzeichnet, 4938 m südlich von Nusa Laut, mehr als 5000 m östlich von den Banda-, Manuk- und Seruainseln, und sodann folgt der Keigraben mit der vom Penguin 1893 geloteten Tiefe von 6505 m (in 5° 56.5′ S. B., 131° 22.7′ O. L.). Dieser Graben setzt sich mit abnehmenden Tiefen auch nach Südwesten fort (4804 m zwischen Sermata und Dammer), die Wetter- und Ombaipassagen haben trotz ihrer Enge noch über 3000 m, und in dem Sawubecken finden sich 3758 m. Im Innern des inneren Bogens liegt eine ebene Flur von rund 5000 m, aus der sich der Vulkan Gunong Api, wie schon die Gazelle feststellte, unvermittelt steil erhebt. Tiefen von mehr als 4000 m setzen sich nordwärts nach Buru hin fort und auch westwärts bis dicht vor Ombai. Eine ältere Lotung mit 7300 m östlich von den Bandainseln läßt sich schon aus dem Lotprotokoll[1]) selbst als technisch mißlungen erkennen. — Die neueren Kabellotungen haben auch in der Floressee Tiefen von mehr als 5100 m in schmaler Rinne parallel mit der Insel nachgewiesen, noch nördlich von Sumbawa sind darin über 3000 m, und am nördlichen Eingang der Lombokstraße 1012 m gefunden, während die einst an Tiefe überschätzte Schwelle zwischen Bali und Lombok knapp 200 m erreicht; die Bali- und Allasstraße sind beide ganz seicht. Bemerkenswert ist der nach Norden in den Bonigolf von Celebes vordringende Ausläufer des Bandabeckens insofern, als unmittelbar östlich von Salayer eine Tiefe von 3110 m und im genannten Golfe selbst bis nahe an 4° S. B. hin mehr als 2000 m gemessen sind. Auch die Butonpassage hat an ihrem westlichen Eingange dicht an der Küste noch 3335 m. Hier liegen also überall gewaltige Dislokationen vor, die auch stellenweise von lebhafter Vulkantätigkeit begleitet werden. Die gleichen tektonischen Linien sind für die Gliederung des Landes, wie des Meeresbodens maßgebend.

Nicht anders ist's im Romanischen Mittelmeer[2]). Seine Hauptgliederung durch die von Eurasien her eindringenden Halbinseln spiegelt sich auch in seinen Tiefenbecken wider: im Westen das Balearische und Tyrrhenische, im Osten das Levantinische oder Orientalische Becken, nordwärts angegliedert die Adriatische Mulde und das Pontische Becken; dazwischen, wie für die Mittelmeere obligat, Schelfbrücken, von denen mehr oder weniger große Teile niedergebrochen sind. — Der einzige

---

[1]) Onderzoekingen met den Zeethermometer etc. Utrecht 1851, S. 167. Aus den Zeitintervallen ist auf eine Tiefe von nicht ganz 5000 m zu schließen.

[2]) Zu Berghaus, Phys. Atlas Nr. 24, bringen die Karten der Polaexpedition wichtige Ergänzungen: Denkschr. der Kais. Akad. d. Wiss. Wien, Bd. 59, 60, 61.

ozeanische Zugang zum Mittelländischen Meer durch die Straße von Gibraltar ist nicht da, wo die schmalste Stelle östlich von Tarifa (14 300 m) liegt, am seichtesten; die eigentliche Schwelle zum Atlantischen Ozean liegt vielmehr weiter im Westen, nordwestlich vom Kap Spartel, mit einer Satteltiefe von 320 m: eine genauere Auslotung dieser in vieler Hinsicht so interessanten Schwelle fehlt allerdings noch immer. In der Gibraltarstraße selbst wachsen die Tiefen rasch an und der Boden erscheint recht uneben. Unweit von Tarifa sind schon mehr als 700 m, südlich von Gibraltar über 1000 m und weiter östlich über 1400 m gemessen. Eine sekundäre Schwelle von weniger als 1000 m Tiefe scheint sich bei der Insel Alboran quer von Marokko nach Südspanien hinüber zu ziehen. Östlich davon aber beginnt das zumeist mit recht ebenem Boden ausgestattete, an den Rändern aber steil aufsteigende Balearische Becken. Die Tiefen halten sich zwischen 2400 und 2900 m, 3000 m werden nur östlich von Menorca und westlich von Sardinien (hier 3149 m) auf kleineren Flächen überschritten. Noch angesichts der Leuchtfeuer von Alger sind in 55 km Abstand 2750 m gelotet; 22 km von Toulon noch 2000 m, und ähnlich ist's auch sonst an der Riviera. Die Balearen sind durch eine Schwelle von höchstens 825 m Tiefe mit dem spanischen Festland verbunden; Korsika und Sardinien, beide selbst durch die seichte und inselreiche Bonifaciostraße nur oberflächlich getrennt, hängen nordwärts mit dem toskanischen Festland zusammen, wobei nur eine schmale Rinne westlich von Capraia 400 bis 500 m erreicht. Eine breite, bis 1900 m tiefe Schwelle führt südwärts von Sardinien nach Tunesien hinüber und begrenzt so das Tyrrhenische Becken im Westen. Dieses ist im ganzen tiefer als das Balearische; sein Boden hält sich auf größeren Flächen über 3000 m und erreicht südwestlich von den Ponzainseln 3731 m. Die tiefe und schmale Straße von Messina erhebt sich zwischen Santa Agata und Punta Pezzo zu einem Sattel von 105 m. Sehr bewegt ist das Bodenrelief der Straße von Tunis; flache reich gegliederte Bänke engen von beiden Seiten aus eine schmale Straße ein, die etwa 324 m Satteltiefe hat und sich südlich von Sizilien vorübergehend zu einer Mulde von 1628 m erweitert und nach Überschreitung der Medinaschwelle südlich von Malta in das große Orientalische oder Levantinische Becken hinüberführt. Dieses erstreckt sich von Malta und der Kleinen Syrte an ostwärts breit nach der syrischen Küste hin. Große Tiefen sind besonders im Ionischen Meer verzeichnet, in dessen Mitte überschreiten sie mehrfach 4000 m; die größte Tiefe des Mittelmeers überhaupt hat der österreichisch-ungarische Kriegsdampfer Pola 1891 mit 4400 m in 35° 44.8′ N. B., 21° 45.8′ O. L. gelotet. Sehr steile Böschungen sind westlich von Kreta und südwestlich vom Peloponnes ebenfalls schon von der Pola gefunden: so 13 km westlich von Sapientsa 3150 m, also eine Böschung von 14½°, neuere Lotungen der Kabeldampfer aber haben seitdem festgestellt, daß hier die Böschungen stellenweise sogar 43° erreichen (Brit. Adm. Karte 207). In dem östlich von Kreta und Barka liegenden Teil sind die Tiefen nirgends über 4000 m, ja auch 3000 m werden nur selten überschritten. Die größte fast grabenähnliche Austiefung liegt östlich von Rhodos, wo die Pola 1893 noch 3865 m lotete. Cypern ist durch die 1000 m-Linie nach Nordosten hin an das asiatische Festland angeschlossen. — Der Adriatische Golf trägt

nur in seinem südlichen Teile ein rundliches, bis 1645 m tiefes Becken das nach der Straße von Otranto bis 741 m hin aufsteigt; der nördliche Teil wird von einem seichten Schelf eingenommen, in den eine merkwürdige schmale, aber 125 km lange Rinne in Querrichtung, von Pescara auf Sebenico zu, bis 243 m eingesenkt ist. —

Das Ägäische Meer ist durch die Arbeiten der österreichischen Polaexpedition 1893 wesentlich aufgehellt worden; es gehört zu den reichst gegliederten Meeresteilen überhaupt. Im ganzen stellt es eine flachere Stufe gegenüber den großen fast ozeanischen Tiefen des Orientalischen Beckens vor. Die größten Zugangstiefen übersteigen sowohl zwischen Antikythira und Kreta, wie auch zwischen Kreta und Kasos nicht 800 m, zwischen Karpathos und Rhodos nicht 450 m, zwischen Rhodos und Kleinasien nicht 350 m. Im Bodenrelief lassen sich drei größere Mulden unterscheiden, die durch flachere, inselbesetzte Schwellen voneinander getrennt sind und sich nach ihrer gesamten Anordnung dem Taurischen System anschließen. Die südlichste, von Supan die kretensische Mulde genannt, ist zugleich die größte und tiefste; sie reicht vom Golf von Nauplia in einem südwärts gewölbten Bogen bis zum Golf von Doris nördlich von Rhodos und hat durchweg über 800 m, nordwestlich von Kreta 1336 m, und weiter östlich zwischen Chamilonisi und C. Sidero 2250 m. Die zweite Mulde, die von Chios, beginnt im Westen zwischen Skiathos und Euböa, wo sie schon 1006 m erlangt, und zieht sich, vielfach weniger als 500 m messend, nördlich von den Cykladen auf Samos hin, südlich von Chios noch einmal 1262 m tief. Zwischen dieser und der kretensischen Mulde sind die Cykladen und die Sporaden zwischen Samos und Nisyros auf einer Schwelle gelegen, deren sehr unebener Boden meist weniger als 200 m, zwischen Andros und Nios noch nicht 100 m mißt. Eine andere Schwelle führt mit ähnlicher Bodengestaltung von Skiathos nach Osten rasch breiter werdend auf die gegenüberliegende kleinasiatische Küste hin und fällt nach Nordwesten hin zu einer rinnenartig schmalen dritten Mulde ab, die Supan die nordsporadische nennen will: sie hat nördlich von Skiathos 1230 m, und nördlich von Lemnos 1244 m und noch am Eingange zum Golf von Saros über 600 m Tiefe. Der Golf von Salonichi und die thrakische See um Thasos und Samothraki sind weniger als 100 m tief. Die Geologie lehrt, daß diese außerordentlich entwickelte Gliederung des Ägäischen Meeres ein Erzeugnis der jüngsten Epochen der Erdgeschichte ist. Noch in der Pliozänzeit verband hier Festland Kleinasien mit dem griechischen Boden. Sagenhafte Überlieferungen des griechischen Altertums wollten die letzten Dislokationen, die mit dem Durchbruch der Dardanellen abschlossen, in die Zeiten pelasgischer Siedlungen verlegen[1]); vulkanische und seismische Tätigkeit scheinen hier noch heute auf die Instabilität der Erdkruste hinzuweisen. — Das Kleine Marmormeer wird in seinem nördlichen Teile von einer langen Mulde durchzogen, die sich fast wie eine Fortsetzung der nordsporadischen des Ägäischen Meeres ausnimmt; zwei gesonderte Eintiefungen reichen hierin über 800 m, in der westlichen wurden 1300 m einmal, in der östlichen dreimal überschritten und eine Lotung Spindlers (1894) in 40° 48′ N. B., 28° 51′ O.L.

---

[1]) Vergl. darüber v. Hoff, Gesch. der nat. Veränd. Bd. 1, 1822, S. 105—162.

mit 1403 m drängt sich hart an den steilen Nordrand der Mulde, wo Böschungen von 22½° nachgewiesen sind. — Die Straße der Dardanellen ist meist zwischen 50 und 70 m tief; nur an den engsten Stellen über 90 m; der Bosporus hat an seinem Südausgange 46 m und kommt in den Engen über 100 m; der nördliche Teil ist 60 bis 70 m, der Nordeingang über 70 m tief. — Das Schwarze Meer[1]) zeigt noch ebenso den typischen Gegensatz von einem breiten Schelf im Norden, dem auch das sehr seichte, höchstens 13 m tiefe Asowsche Meer angehört, und einer tiefen steilwandigen Mulde (vergl. S. 90), deren Mitte eine fast ganz ebene Fläche von 2200 bis 2240 m Tiefe erfüllt. —

Von den kleineren intrakontinentalen Mittelmeeren ist eines ganz von einem Schelf erfüllt: das Persische[2]). Die größten, 91 m erreichenden Tiefen ordnen sich dabei näher der Nordküste an. Von den andern geht das Hudsonsche aus dem einfachen Schelfcharakter in seinen nördlichen Teilen zu dem modifizierten der Fjordstraßen über, wie sie dem arktischen Amerika eigen sind, während die Ostsee[3]) eine verwandte, aber doch besondere Stellung einnimmt, wie schon aus der bei früherer Gelegenheit erwähnten glazialen und postglazialen Vergangenheit hervorgeht.

Man unterscheidet in der Ostsee vier Glieder: das Kattegat mit dem Öresund; die Beltsee; die eigentliche Ostsee mit dem Finnischen Golf; zuletzt den Bottnischen Golf. Das Kattegat ist an der schwedischen Seite durch die sogenannte Tiefe Rinne, einen Ausläufer der norwegischen Rinne, gekennzeichnet; ihr sehr unregelmäßig gestalteter Boden hat bis auf die Höhe von Anholt hin noch furchenartige Einschnitte von über 100 m Tiefe, während die westliche jütländische Seite auf großen Flächen nur 10 bis 15 m tief ist. Nördlich von Seeland herrschen Tiefen von 20 bis 40 m und diese reichen auch mit Resten alter Ancylustäler noch in den Öresund hinein, indem sie sich, dem Muster des Kattegat folgend, wesentlich an der schwedischen Seite halten. Das breitere Südende des Sundes aber ist nirgends über 8 m tief. — Die Beltsee[4]) umfaßt nach der vom Zentralausschuß für die internationale Erforschung der nordeuropäischen Meere gegebenen Definition sowohl das Gebiet der Belte, also den Samsö-, den Großen und Langelandbelt, den Kleinen und den Alsenbelt, die flachen Gewässer zwischen Seeland und Laaland, wie auch die Kieler Bucht, den Fehmarnbelt, die Mecklenburger Bucht und zuletzt die Kadetrinne bis zur Darßer Schwelle, die von Falster nach der Darßspitze hinüber führt und nur 18 m größte Satteltiefe besitzt. Die Tiefen der Beltsee überschreiten außerhalb der Ancylustäler nirgends 30 m. Diese geringen Tiefen sind für die Anordnung der Temperaturen und Salzgehalte der eigentlichen Ostsee entscheidend, wie später auszuführen sein wird. — Das breite Gebiet vom Sunde und der Darßer Schwelle an nach Osten hin gliedert sich in einige

---

[1]) Wrangell und Spindler in den Sapiski po Hidrografii, Bd. 20, Beilage, St. Petersburg 1899. Die Karte in Petermanns Mitt. 1891, Taf. 3 ist verfehlt, da die russischen Faden gleich 7 Fuß gerechnet sind; im Seegebrauch ist der russische Faden gleich dem englischen.

[2]) S. Genthe, Der Persische Meerbusen. Inaug.-Diss. Marburg 1896.

[3]) Vergl. zum folgenden die oben S. 109, Anm. 2 zitierten Vorträge.

[4]) Der von mir in Petermanns Mitt. 1895, S. 82 aufgestellte Begriff der Beltsee umfaßte auch das Kattegat.

größere Becken und Mulden, die an Fläche und Tiefe ostwärts zunehmen. Das Arkonabecken nördlich von Rügen ist nur 55 m tief. Gleich östlich von Bornholm haben wir das zweite Becken von 60 bis etwas über 100 m, im Osten durch die Mittelbank begrenzt, im Südwesten durch die Rönnebank und den steinigen Adlergrund. Flachere Schwellen zu beiden Seiten der Mittelbank leiten hinüber zu der von der Hoborgbank und der Insel Gotland geteilten größten Mulde, die in der Danziger Bucht 109 m, im Gotlandtief 249 m erreicht, aber südlich von den Stockholmer Schären im Landsorter Tief, einer kleinen kesselförmigen Einsenkung, es sogar auf über 400 m bringt. Der Finnische Golf gehört noch zu derselben Mulde; sein Boden hebt sich langsam nach Osten, während der Rigaer Busen ein kleines bis 47 m tiefes Becken für sich bildet. Seichte klippenbesetzte Schwellen verbinden über die Ålandsinseln hinüber die schwedischen mit den finnischen Schären, westlich von den Ålandsinseln aber haben wir wieder eine steil begrenzte Senke, das Ålandstief von 244 m; eine dritte an das Landsorter Tief erinnernde kesselförmige Senke liegt noch vor Hernösand, eine vierte in der Bottnischen Wik vor Kap Bjurö mit 124 m — sie alle erinnern im kleinen an den östlichen Teil der norwegischen Rinne oder noch besser an ähnliche Bodenformen in den großen russischen und schwedischen Seen, sind also vermutlich vorglazialen Ursprungs. Der Bottnische Golf ist in Nordquarken durch eine flache Schwelle von weniger als 20 m Tiefe von seinem nördlichsten Teil, der Bottnischen Wik getrennt; überall, namentlich an den schärenbesetzten Küsten, ist der Boden sehr unregelmäßig gestaltet, nicht anders, als wenn Teile von Mittelschweden oder Finnland um 100 m gesenkt und der Überschwemmung durch die Ostsee überantwortet würden. Auf die in der Ostsee so verbreiteten Steingründe wird bei der Darstellung der Bodenarten näher einzugehen sein.

Ein ganz anderes Bild bietet das Rotem Meer; es ist von den kleinen Mittelmeeren das tiefste. Eine langgestreckte, rinnenartige Mulde erfüllt es in seinem größten Teil; vielfach über 1000 m, um 20° N. B. bis 2211 m tief, verschmälert sie sich rasch im Süden, bleibt aber auch zwischen den korallenreichen Schelfen der Dahlak- und Farsaninseln bei 40 km Breite noch über 1000 m tief und endet etwa in 13½° N. B. mit einer 185 m tiefen Querschwelle; auch in der Straße von Perim sind keine größeren Tiefen vorhanden. —

Die Randmeere, deren innere Gliederung überhaupt gering ist, zeichnen sich durch eine besonders einfache Anordnung ihrer Tiefenverhältnisse aus. Vom Tasmanischen, Britischen und Deutschen Randmeer ist schon erwähnt, daß sie durchaus von Schelfen beherrscht sind (S. 105 und unten). Die Mehrzahl der anderen ist nach dem einfachen Schema gebaut, daß sich an der festländischen Seite ein breiter Schelf entwickelt und zwischen diesem und der gegen den Ozean vorgelagerten Inselreihe eine tiefe, selten über 3000 m hinabreichende Mulde einschaltet. Typisch ist in dieser Hinsicht das Beringmeer, dessen seichter Schelf nach Süden und Südwesten zu dem von beinahe ozeanischen Tiefen erfüllten Beringbecken absinkt, dessen Boden sich fast ganz eben bei 3300 bis 3900 m

hält, aber unmittelbar nördlich von der Aleuteninsel Buldyr (175 1/2° O. L.) 4091 m erreicht.

Vom Ochotskischen Randmeer kennen wir die Ausdehnung des kontinentalen Schelfs noch nicht so genau; aber auch hier liegt nördlich von den Kurilen die Ochotskische Mulde mit 3300 bis 3400 m.

Im Japanischen Meer ist die Schelfbildung beschränkter und dafür die eingeschaltete Mulde um so größer; die Maximaltiefe geht nur wenig über 3000 m (3050 m in 38° 39.1′ N. B., 134° 53′ O. L.).

Das Ostchinesische Randmeer hat im Gegensatz dazu einen ganz besonders geräumigen Schelf (S. 113) und binnenwärts von den Liukiuinseln in einer schmalen Mulde Tiefen von über 2000 m; die größte Tiefe entlang der hier hindurchgeführten Kabellinie von Shanghai nach Yap fand der niederländische Dampfer Edi zu 2341 m.

Das Andamanische Randmeer ist wieder ganz typisch ausgestattet: im Norden und im Südosten die flachen Schelfe von Birma und Malakka, hinter den Andamanen und Nikobaren eine bis 3968 m tiefe Mulde von übrigens recht unebener Bodenbildung.

Das Kalifornische Randmeer wird von seinem inneren Ende nach dem Ausgange hin fast stetig tiefer, bis zu 2900 m hinab, und entspricht damit dem normalen Typus noch weniger als das Laurentische[1]), das, neben seichten Schelfen an den Seiten, in der Mitte ein System Rinnen entwickelt, die an verzweigte Fjordstraßen erinnern, mit einer Maximaltiefe von 572 m südöstlich von Anticosti, während der atlantische Ausgang nur 350 m besitzt.

VII. Die mittlere Tiefe und das Gesamtvolum der Meeresräume.

Die vorgeschrittene Kenntnis der Meerestiefen ermöglicht uns, das Gesamtvolum des ozeanischen Wassers auf der Erdoberfläche wenigstens angenähert zu bestimmen. Es gehört das zu den vornehmsten Aufgaben der Geographie, die einst von Karl Ritter geradezu als die Verhältnislehre der irdisch erfüllten Räume definiert wurde. Auf diesem Wege allein können wir uns einen Begriff bilden von der Massenverteilung nicht nur im Bereiche der Erdoberfläche, sondern auf dem Erdkörper überhaupt.

Das Gesamtvolum der irdischen Meeresdecke setzt sich zusammen aus dem Volum der einzelnen Meeresräume: um jedes Teilvolum in möglichst einfacher Form auszudrücken, müssen wir dessen Oberfläche und mittlere Tiefe kennen. Die Bestimmung der Areale hat keine wesentlichen Schwierigkeiten, sobald die Umrisse klar gegeben sind. Für die Berechnung der mittleren Tiefe stehen vier Methoden zur Wahl, die freilich nicht alle gleichwertig in ihren Ergebnissen sein können[2]).

1. Die Profilmethode. Schon Al. v. Humboldt bediente sich zur Berechnung der mittleren Höhe der Festländer eines sehr einfachen Verfahrens, indem er Profile durch die Landflächen legte und die mittlere Höhe

[1]) Karte in Ann. d. Hydr. 1896, Taf. 3.

[2]) Für das Folgende vergl. Dr. Karl Karstens, Eine neue Berechnung der mittleren Tiefen der Ozeane, nebst einer vergleichenden Kritik der verschiedenen Berechnungsmethoden. Kiel 1894.

der Profilkurve über ihrer geradlinigen Basis bestimmte. Wenn man zahlreiche solcher Profilkurven in gleichen und engen parallelen Abständen entwirft und sich alle aneinander gesetzt denkt, um dann ihre mittlere Höhe über der Grundlinie zu berechnen, wird man in der Tat einen angenäherten und brauchbaren Mittelwert erhalten. Noch genauer kann das Ergebnis werden, wenn man sich der sogenannten Simpsonschen Regel bedient. Bezeichnet von drei, in gleichen Abständen a und parallel nebeneinander liegenden Profilschnitten f_1 die Fläche des ersten, f_2 die des zweiten und f_3 die des dritten, so ist das Mittel für den ganzen Streifen zwischen f_1 und f_3 ausgedrückt durch

$$V = {}^1\!/_3 a \, (f_1 + f_2 + f_3).$$

Es ist klar, daß, wenn die Profilschnitte nicht sehr nahe aneinander gelegt werden, auch größere Unregelmäßigkeiten im Verlaufe der Küsten, Inseln, Bänke und Rücken im Bereiche der Zwischenzonen leicht unberücksichtigt bleiben, was dem Ergebnis schaden wird. — Der einzige Versuch dieser Art für die Meeresräume rührt von Franz Heiderich[1]) her, wobei er die Profile in jeden fünften Parrallelkreis legte und doch schon eine sehr umfangreiche Rechenarbeit zu bewältigen hatte. Er erhielt keine besonderen Werte für die einzelnen Meeresräume, sondern nur für die Fünfgradzonen und daraus für den ganzen Ozean 3438 m.

2. Die planimetrischen Methoden. Da die Isobathen unserer Tiefenkarten geschlossene Kurven sind, kann man sich das Volum eines Meeresraumes aufgebaut denken aus mehreren Stockwerken, deren Areal um so kleiner wird, in je größere Tiefen das Becken hinabreicht. Die Tiefenkarte gibt die Projektion der Stockwerkgrenzen auf die Meeresoberfläche. Sind die Isobathen vom gleichen vertikalen Betrage $= h$, so kann man sich das Volum eines Meeresbeckens zerlegt denken in lauter Kegelstümpfe von derselben Höhe h und mit Grenzflächen, die durch das Areal der oberen und unteren Isobathenfläche bestimmt sind. Oder auch aus Prismen, die von Ringen umrahmt werden mit dreieckigem Querschnitt und einer Grundfläche gleich der Differenz der beiden Isobathenflächen. Das Volum der Hauptprismen ist dann gegeben durch das Produkt aus dem Areal der oberen kleineren Isobathenfläche mit dem Isobathenabstand h. Das Volum des Ringes mit dem dreieckigen Querschnitt denkt man sich wieder umgewandelt in das eines Prismas, dessen Grundfläche in der Differenz der beiden Isobathenflächen gegeben ist, aber dessen Höhe verschieden aufgefaßt werden kann. Lapparent hat sie (1883) einfach gleich der Hälfte der Tiefenstufe h gesetzt[2]), während Sir John Murray (1888) schon besser von Fall zu Fall verschiedene zwischen ${}^1\!/_2 h$ und ${}^2\!/_3 h$ liegende Höhen einführte. Dieses Vorgehen verwarf Supan als willkürlich und kehrte zu Lapparents Beispiel zurück[3]), während der russische General v. Tillo noch über Murray hinausging und durchweg ${}^2\!/_3 h$ ansetzte. Die Messungen Lapparents erfolgten auf den zu diesem Zwecke zu kleinen Karten in Stielers Handatlas, während Murray eine große in flächentreuer Projektion entworfene Karte von Bartholomew benutzte, sich aber starke Messungsfehler zu Schulden kommen ließ. Tillo benutzte dieselbe Karte in einer stark verkleinerten Ausgabe, während Supan die von Murray gegebenen Zahlen übernahm und sie nur in der angegebenen Weise für die

---

[1]) Die mittleren Erhebungsverhältnisse der Erdoberfläche, in Pencks Geographischen Abhandlungen V, 1, Wien 1891. An den Ergebnissen hat H. Wagner eine sehr strenge Kritik geübt: Beiträge zur Geophysik II, 1895, S. 669 f.

[2]) So schon 1875 G. Leipoldt, Mittl. Höhe Europas, bei der Berechnung der Mittelalpen nach Zieglers hypsometrischer Karte.

[3]) Petermanns Mitt. 1889, S. 48 u. 67 (wo auch die übrige Literatur).

Rechnung änderte. Die Schlußergebnisse dieser ziemlicl gleichzeitigen Versuche waren:

Lapparent	4260 m
Murray	3797 m
Supan	3650 m
Tillo	3800 m.

Hierzu ist zu bemerken, daß Supan (wie auch der gleich zu erwähnende Penck) das antarktische Gebiet südwärts vom Südpolarkreis ganz ausschied, so daß seine Mittelzahl nicht mit den anderen kommensurabel ist. Bei diesen Berechnungen wurde der Fehler begangen, die Böschungen des Meeresbodens von einer Tiefenstufe zur nächsten als ganz regelmäßig gestaltet anzunehmen und die Grenzflächen der Prismen als ähnliche Figuren zu behandeln. Beides wird bei kleineren Meeresbecken von etwa kegelstumpfähnlicher Bodengestalt wohl wenig ins Gewicht fallen, zumal wenn die Isobathenabstände h recht klein genommen werden (z. B. 100 m). Für die großen Ozeane aber werden diese Fehler bedeutsam, zumal wenn man mit Murray Isobathenabstände von 500 Faden nimmt: denn hierbei verschwinden aus der Rechnung solche Unebenheiten, die von diesen Isobathen nicht getroffen werden, und man muß dann die weitere willkürliche Annahme machen, daß sich die hieraus entspringenden positiven und negativen Fehler schließlich aufwiegen.

Nur wenig günstiger wird der grundsätzliche Standpunkt sein, den man gegenüber der bequemsten und infolgedessen meist angewandten Form dieser planimetrischen Methode einnehmen wird, der sogenannten hypsographischen Kurve, die Penck besonders gefördert hat, nachdem sie schon 1883 von Lapparent gebraucht war. Diese hypsographische Kurve entsteht in der Weise, daß man um die Prismen der verschiedenen Tiefenstufen nicht Ringe von dreieckigem Querschnitt herumlegt, sondern die Prismen umformt, so daß sie auf rechteckiger Basis an drei Seiten genau vertikal aufeinander passen, und nur an der vierten eine Böschung von Treppenform übrigbleibt. Die Ergänzung der Prismentreppe erfolgt graphisch, indem man einen Vertikalschnitt hindurchlegt und die vorspringenden Kanten durch eine freihändig gezogene Kurve verbindet. Indem Penck ebenfalls die Murrayschen Zahlen benutzte und sie nur in metrisches Maß überführte, erhielt er als mittlere Tiefen[1]):

Atlantischer Ozean	3290 m	Die offenen Ozeane	3950 m
Indischer Ozean	3590 m	Die Nebenmeere	1100 m
Pazifischer Ozean	3870 m	Das Weltmeer	3650 m.

Das Schlußergebnis ist also zufällig identisch mit dem Supans, wie dieses schließt es die antarktische Kalotte ganz aus. Unsere bei einer früheren Gelegenheit (S. 86) gegebenen Areale für die verschiedenen Tiefenstufen gestatteten uns ebenfalls eine neue hypsographische Kurve für das ganze Weltmeer zu konstruieren (Fig. 15, S. 87), und daraus können wir eine mittlere Tiefe von 3620 m berechnen. Die Kurve war dabei in einem großen Maßstabe gezeichnet, wo 1 mm an der Ordinatenachse je 50 m Tiefe und an der Abszissenachse 1 Mill. qkm bedeutete. — Die Ergebnisse der hypsographischen Kurve werden um so genauer, je einfacher gestaltet das behandelte Meeresbecken ist und je enger die Tiefenstufen für die Arealmessung genommen werden. Für das einfach gestaltete Schwarze Meer hat eine von meinen Zuhörern im geographischen Praktikum des Sommers 1905 ausgeführte Messung der Areale von 200 m

[1]) Morphologie der Erdoberfläche I, 1894, S. 143. Vergl. auch Petermanns Mitt. 1888, 213; 1889, 17; 1890, 154.

Tiefenabstand eine hypsographische Kurve ergeben, die fast zu derselben mittleren Tiefe, 1103 m, führte, wie eine gleichzeitig ausgeführte Berechnung nach Halbgradfeldern, 1098 m. Zu einem ähnlichen Urteil ist Dr. Karstens für den Golf von Mexiko gelangt. — Daß die Arealvermessung am besten auf Karten in flächentreuem Netzentwurf geschieht, braucht kaum betont zu werden; geboten ist die Benutzung solcher Karten, wenn man ein Polarplanimeter benutzt und umständliche Korrektionsrechnungen vermeiden will. Auf Seekarten kann die Arealbestimmung meist genau genug durch Auszählen passend gewählter Gradnetzeinheiten, unter Schätzung der Grenzbruchteile, erfolgen. In allen Fällen sind vorher Isobathen auf den Karten zu konstruieren, was niemals ohne subjektive Willkür geschieht. Trotz alledem kann diese hypsographische Kurve namentlich zu einer ersten Orientierung sehr gute Dienste leisten, wenn man sich mit angenäherten Ergebnissen bescheiden will.

3. Die Stichprobenmethode. Denkt man sich über eine Karte mit dicht eingetragenen Tiefenzahlen oder eng gestellten Isobathen ein gleichmaschiges Netz gelegt, so kann man nach dem Gesetz der großen Zahl erwarten, aus allen zufällig unter jedem Netzknoten stehenden (oder zu schätzenden) Tiefenzahlen einen zutreffenden Mittelwert zu erhalten[1]). Voraussetzung ist auch hierbei, daß flächentreue Karten zu Grunde gelegt werden, wenn man nicht Spezialkarten in großem Maßstabe für kleine Räume benutzt, wo die Verzerrungen der Projektion verschwinden. Für die Berechnung der mittleren Meerestiefen auf Seekarten ist die Methode bisher noch nicht angewandt worden, obwohl dies nach einer kleinen Modifikation möglich ist. Da die Merkatorprojektion mit ihren polwärts wachsenden Abweitungen den jedesmal höheren Breiten, gegenüber den niederen, ein fühlbares Übergewicht gibt, muß man statt des gleichmaschigen Quadratnetzes nur ein solches in Merkatorprojektion selbst (ein halbgradiges, viertelgradiges, zehnminutiges oder sonst) konstruieren. Die eigentliche Rechnung ist dann nach Breitenzonen durchzuführen, wobei man 2 bis 5 Maschenstreifen zusammenfaßt. Ich habe in dieser Weise die Nordsee mit halbgradiger Maschenweite neu berechnet.

4. Die Feldermethode. Schon Oskar Peschel[2]) hat im Jahre 1867 Maurys Tiefenkarte des Nordatlantischen Ozeans dazu verwendet, eine mittlere Tiefe für das Gebiet zwischen 60° N. und 5° S. B. aus der Tiefe der einzelnen Netzvierecke von 5° Länge und 5° Breite zu berechnen, teils nach den wirklichen Messungen, teils nach den Schätzungen der Karte, wobei er nie größere Seetiefen als 4000 Faden (7300 m) zuließ und bei seinen Schätzungen immer auf die nächste niedere Grenzzahl zurückgriff. Er erhielt so als mindeste Tiefe des bezeichneten Raums 2075 Faden oder fast genau 3800 m. Nicht einen solchen unteren Grenzwert, sondern den wahrscheinlichsten für die mittlere Tiefe zu finden, war meine Absicht, als ich diese Methode im Jahre 1878 anwandte[3]) und teils wie Peschel mit Fünfgradfeldern, teils auch mit kleineren Feldern vorging, je nach der Fülle der Lotungen auf den verfügbaren Seekarten. Ich bemühte mich, in jedem der Netzfelder die ungleiche räumliche Verteilung der einzelnen Lotungen zu beachten, und hatte demgemäß für die Rechnung häufig noch die betreffenden Felder in Bruchteile zu zerlegen, wobei dann jeder Bruchteil mit dem seiner Fläche entsprechenden Gewicht in die Berechnung einging. Dies hatte mit besonderer Sorgfalt an den Küsten oder sonstigen

---

[1]) Soweit ich sehe, hat Dr. W. Meinardus diese Methode zuerst für die Berechnung mittlerer Regenhöhen angewandt. G. Hellmann, Regenkarte der Provinz Ostpreußen, Berlin 1900, S. 10. Met. Ztschr. 1900, S. 241.

[2]) Neue Probleme, 2. Aufl. 1876, S. 78.

[3]) Näheres über das Rechnungsverfahren vergl. Zeitschr. f. wiss. Geographie 1880, S. 40.

Grenzlinien zu geschehen. Die Methode paßt sich also allen örtlichen Unregelmäßigkeiten leicht an und bietet außerdem den Vorteil, daß man Nachträge und Verbesserungen, die durch neu hinzutretende Lotungen erforderlich werden, alsbald anbringen kann, indem nur die vom Lotungskurse betroffenen Felder korrigiert werden. Am besten für die Rechnung ist es, die Breitengürtel von je 5° oder 2° oder 1°, je nachdem die Genauigkeit des Resultats bemessen wird, zusammenzufassen und für diese die mittlere Tiefe aus den Einzelfeldern zu berechnen, wobei jedes nicht ganz vom Meere erfüllte Feld ein proportional dem Landanteil verkleinertes Gewicht erhält. Mit dem Areal des Gürtels multipliziert ergibt die mittlere Tiefe dann sein Volum, und aus der Summe der Gürtelvolumina, dividiert durch die Gesamtfläche, die mittlere Tiefe des Meeresraums. In dieser Weise vorgehend, erhielt ich[1]) damals (1878) als mittlere Tiefe des Weltmeers 3438 m, und im Jahre 1885 nach einer tiefgreifenden Korrektur der für die einzelnen Meeresräume verwendeten Areale und der für die Polarregionen angesetzten Tiefen 3320 m. — Nach derselben Methode rechnend und die inzwischen mächtig angewachsenen Lotungen heranziehend, hat im Jahre 1894 mein Schüler Dr. K. Karstens[2]) die mittlere Tiefe des Weltmeers zu 3496 m bestimmt.

Die bereits erwähnte Leichtigkeit, mit der sich neue Lotungen zur Verbesserung der Zonenwerte einfügen lassen, bewog mich, die vor 10 Jahren von Dr. Karstens erhaltenen Werte dem gegenwärtigen Stande unseres Wissens anzupassen; es kam aber schließlich zu einer halben Neuberechnung. Nicht nur daß in den großen Ozeanen, namentlich für die höheren Breiten südlich von 35° S. B., neue Zonenmittel zu bestimmen waren, erwies sich eine Neuberechnung von Grund auf als erforderlich beim Arktischen, Roten, Persischen, Baltischen Mittelmeer, bei der Nordsee und der Beringsee unter den Nebenmeeren.

Ein besonderes antarktisches Meer, das in den früheren Berechnungen Anlaß ernster Sorgen war, wurde nun nicht mehr anerkannt (vgl. S. 19), sondern jeder der großen Ozeane bis zu den Küsten des antarktischen Festlands nach ihrem wahrscheinlichsten Verlaufe hin ausgedehnt. Alle Areale wurden kritisch nachgeprüft (für die großen Ozeane nach Eingradfeldern), denn auch kleine Veränderungen in den Arealen der Zonen erwiesen sich von merklicher Bedeutung für das Endvolum. Natürlich bleibt zur Zeit noch immer die beträchtliche Unsicherheit in den Arealen der höchsten Breiten um beide Pole bestehen. Um ihre Wirkung deutlicher zu machen, gebe ich in nachstehender Tabelle einen Vergleich zwischen den von H. Wagner 1895 in seiner mehrfach erwähnten großen kritischen Arbeit aufgeführten Arealen der Zehngradzonen mit den bei meiner Tiefenberechnung von mir selbst verwendeten und vorher geprüften Arealen, sämtlich in Tausenden qkm.

Nördl. Breite	90°—80°	80°—70°	70°—60°	60°—50°	50°—40°	40°—30°	30°—20°	20°—10°	10°—0°
Wagner	2 908	8 252	5 414	11 024	15 011	20 823	25 076	31 530	34 036
Krümmel	3 562	8 505	5 315	11 061	15 034	20 860	25 131	31 477	34 079
Differenz	654	253	99	37	23	37	55	53	43

[1]) Morphologie der Meeresräume, Leipzig 1879, S. 99. — Der Ozean, Leipzig 1885, S. 73.

[2]) Eine neue Berechnung der mittleren Tiefen der Ozeane etc. Kiel 1894, 31 S. u. 27 Tabellen. Dieser zu den schönsten Hoffnungen berechtigende junge Geograph ist leider wenige Jahre darauf schon verstorben.

Südl. Breite	0°—10°	10°—20°	20°—30°	30°—40°	40°—50°	50°—60°	60°—70°	70°—90°
Wagner	33 654	33 342	30 887	32 237	30 500	25 401	17 905	7 503
Krümmel	33 662	33 357	30 867	32 232	30 509	25 403	17 056	3 169
Differenz	8	15	20	5	9	2	849	4 334

Hieraus ergibt sich für das große Gebiet zwischen 60° N. und 60° S. B. eine annehmbare Übereinstimmung der Areale; in den südlichen Breiten mit ihren einfach gestalteten Landgrenzen ist dabei die Auszählung nach Eingradfeldern so genau ausgefallen, wie man es irgend nur erwarten kann. Anders ist es nun in den Polarzonen. Nehmen wir die Summen inner- und außerhalb von 60° B., so erhalten wir (wieder in Tausenden qkm):

Breiten	60°—0° N.	0°—60° S.	90°—60° N.	60°—90° S.
Wagner . . .	137 500	186 021	16 574	25 408
Krümmel. . .	137 642	186 030	17 382	20 225
Differenz. . .	142	9	808	5 183

Ich lasse es dahingestellt, ob die nur wenig abweichenden Wagnerschen Zonenflächen für das Erdgebiet zwischen 60° N. und 60° S. für besser zu halten sind, als die meinigen; ich habe die letzteren und die ihnen zu Grunde liegenden Fünfgradzonenwerte in diesem Werke schon früher bei verschiedenen Gelegenheiten verwendet. Jedenfalls mußte ich den von mir angenommenen Arealen für die Polargebiete jenseits 60° Br. den Vorzug geben. Ich habe versuchsweise die letzteren zusammen mit den anderen Arealen nach Wagner kombiniert und gelangte so zu der nachstehenden Tabelle der Areale, Tiefen und Volumina für die Zehngradzonen des Weltmeers (S. 143). Zum Vergleiche sind auch die Zonentiefen nach Tillo und Karstens (soweit diese von H. Wagner zusammengestellt worden) beigefügt.

Um den Effekt der bei uns und Wagner so verschiedenen Auffassungen der Ausdehnung der Wasserflächen in den beiden Polarzonen zu verdeutlichen, nehmen wir die mittleren Tiefen der Zehngradzonen, wie oben, rechnen aber die Flächen nach Wagner. Dann ergeben sich folgende Volumenverhältnisse (in Tausend cbkm).

Kalotte	90°—60° N.	60°—90° S.
a) mit Wagners Areal . . .	17 263	70 049
b) „ Krümmels „ . . .	18 833	61 427
Differenz a—b	— 1 570	+ 8 622

Der Effekt, auf das ganze Weltmeer erstreckt, würde sich so formulieren lassen:

	Areal in 1000 qkm	Volum in 1000 cbkm	mittlere Tiefe in m
a) auf Grund von Wagner	365 501	1 336 664	3 657
b) „ „ „ Krümmel . . .	361 128	1 329 612	3 682
Differenz a—b	4 373	7 052	— 25

Mittlere Meerestiefen nach Zehngradzonen.

Zone	Fläche (in 1000 qkm)	Volum (in 1000 cbkm)	Mittlere Tiefe (Meter)		
			Krümmel	Tillo	Karstens
N. 90°—80°	3 562	7 921	2 221	740	—
80°—70°	8 505	6 854	806	630	—
70°—60°	5 315	4 058	767	890	—
60°—50°	11 024	24 220	2 197	2 130	—
50°—40°	15 011	57 717	3 845	3 650	3 730
40°—30°	20 823	83 813	4 025	4 150	3 925
30°—20°	25 076	101 783	4 059	4 150	3 911
20°—10°	31 530	130 030	4 124	4 100	3 970
10°— 0°	34 036	129 337	3 800	4 020	3 358
S. 0°—10°	33 654	129 703	3 854	4 100	4 005
10°—20°	33 342	130 667	3 919	4 200	3 836
20°—30°	30 887	121 849	3 945	4 420	3 935
30°—40°	32 237	125 918	3 906	4 120	3 860
40°—50°	30 500	118 706	3 892	4 210	—
50°—60°	25 401	95 609	3 764	3 690	—
60°—70°	17 056	57 189	3 352	2 850	—
70°—90°	3 169	4 238	1 337	1 580	—
N. 90°— 0°	154 882	545 733	3 523	3 630	—
S. 0°—90°	206 246	783 879	3 807	3 930	—
Weltmeer	361 128	1 329 612	3 682	3 800	3 496

Nach meiner Auffassung hat H. Wagner die Ausdehnung der Wasserflächen im Nordpolargebiet unterschätzt und in noch größerem Maße im Südpolargebiet überschätzt; immerhin ist die Schlußzahl davon nicht allzusehr beeinflußt.

Die hier aus den Zehngradzonen erhaltene Mitteltiefe von 3682 m wird, wenn wir auf die einzelnen Meeresräume nach ihren natürlichen Abgrenzungen zurückgehen und dann Summen und Mittel berechnen, nur ganz unwesentlich (um 1 m) geändert, wie umstehender zusammenfassender Tabelle zu entnehmen ist. In ihr sind natürlich unsere eigenen Originalzahlen für die Arealberechnung beibehalten, so daß Gesamtfläche und Gesamtvolum gegen die aus den Zehngradzonen erhaltenen etwas verändert sind.

Der aus unseren Berechnungen erhaltene neue Mittelwert von rund 3680 m ist beträchtlich höher, als die früher aus der Feldermethode erhaltenen (um 185 m gegenüber Karstens), was in der Hauptsache den, dem letzten Jahrzehnt zu dankenden zahlreichen Lotungen, namentlich im Nordpolarbecken und in den höheren Südbreiten, zuzuschreiben ist. Der neue Wert ist um 60 m höher, als der aus der bathographischen Kurve erhaltene, der sich jedoch nicht an Zuverlässigkeit mit dem aus der Feldermethode erzielten messen darf. Unser Wert bleibt hinter dem von Murray und Tillo angegebenen von 3800 m noch um 120 m, hinter dem von Lapparent um 580 m zurück, während Penck und Supan für das von ihnen berechnete Gebiet außerhalb des Südpolarkreises die unserer am nächsten kommende Zahl von 3650 m gefunden hatten[1]).

[1]) Vergl. dazu Wagners Bemerkung a. a. O. S. 749.

Mittlere Tiefen der Meeresräume.

Name	Tiefe (m)	Areal (qkm)	Volum (cbkm)
Atlantischer Ozean	3 858	81 657 800	314 821 680
Indischer Ozean	3 929	73 441 960	288 527 610
Pazifischer Ozean	4 097	165 715 490	678 837 190
I. Ozeane	3 997	320 815 250	1 282 186 480
Arktisches Mittelmeer	1 170	14 352 340	16 794 140
Australasiatisches Mittelmeer	1 089	8 125 060	8 848 110
Amerikanisches Mittelmeer	2 090	4 584 570	9 579 490
Romanisches Mittelmeer	1 431	2 967 570	4 249 020
Große Mittelmeere	1 314	30 029 540	39 470 760
Baltisches Mittelmeer	55	406 720	22 360
Hudsonsches Mittelmeer	128	1 222 610	156 690
Rotes Mittelmeer	488	458 480	223 810
Persisches Mittelmeer	25	232 850	5 910
Kleine Mittelmeere	176	2 320 660	408 770
II. Mittelmeere	1 232	32 350 200	39 879 530
Beringsches Randmeer	1 444	2 274 800	3 286 230
Ochotskisches Randmeer	1 270	1 507 610	1 895 100
Japanisches Randmeer	1 530	1 043 820	1 597 040
Ostchinesisches Randmeer	177	1 242 480	219 820
Andamanisches Randmeer	779	790 550	615 910
Kalifornisches Randmeer	987	166 790	164 590
Deutsches Randmeer	94	571 910	53 730
Britisches Randmeer	62	213 380	13 320
Laurentisches Randmeer	128	219 300	28 100
Tasmanisches Randmeer	72	83 170	6 020
III. Randmeere	971	8 113 810	7 879 860
Nebenmeere	1 180	40 464 010	47 759 390
Weltmeer	3 681	361 279 160	1 329 945 870

K. Karstens hat der von ihm gefundenen Zahl 3496 m im Hinblick auf gewisse willkürliche Schätzungen im Bereich damals noch ganz undurchloteter Räume, namentlich in den großen Ozeanen, einen wahrscheinlichen Fehler von ± 136 m beigelegt; H. Wagner wollte diesen auf ± 150 m erhöhen. Die Erfahrung hat gezeigt, daß die in den hohen Südbreiten von Valdivia, Gauß, Scotia und im Nordpolarbecken vom Fram entdeckten überraschend großen Tiefen auch diese höhere Fehlergrenze noch als zu niedrig gegriffen hinstellen. Ich glaube nicht, daß ähnliche Überraschungen für die Zukunft bevorstehen, und daß daher künftige

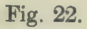
Berechnungen nach der Feldermethode die Tiefenzahl 3680 m kaum um ± 100 m verändern werden.

Für die einzelnen Meeresräume ist zu bemerken, daß der in früheren Berechnungen tiefste Ozean, der Pazifische, seinen Rang festgehalten hat, dagegen mußten der Atlantische und der Indische ihren Platz vertauschen, denn der Indische hat jetzt eine größere Mitteltiefe, obwohl er in seinen maximalen Tiefen hinter den anderen beiden sehr zurücksteht. Aber seiner kleineren Fläche wegen bleibt er wieder hinter dem Atlantischen in seinem Volum zurück. Alle drei Ozeane zusammen nehmen vom Gesamtvolum des Weltmeers 96 Prozent auf, von der Gesamtfläche nur 89 Prozent; die Mittelmeere vom Gesamtvolum nur knapp 3 Prozent, von der Gesamtfläche fast 9 Prozent. Namentlich die Übersicht über die Volumina wird zeigen, daß die kleinen Mittelmeere in der Tat eine natürliche Gruppe für sich bilden. Das kleinste der kleinen Mittelmeere hat noch ein kleineres Volum als das kleinste Randmeer, das Tasmanische.

Auch die in der Tabelle S. 143 gegebenen Volumina und Mitteltiefen für Zehngradzonen fordern noch zu einiger Erläuterung auf, zu welchem Zwecke sie auch noch graphisch dargestellt sind (Fig. 22). Bemerkt sei zunächst der Vollständigkeit wegen, daß neben General Tillo auch Fr. Heiderich Mitteltiefen nach Zehngradzonen geliefert hat; doch sind Heiderichs Werte im einzelnen unrichtig und jedenfalls veraltet, weshalb sie hier übergangen werden. General Tillo hatte seinerseits die Bemerkung gemacht, daß die größten Meerestiefen, wie auch die größten Landhöhen, den Zonen um 30° und 40° Breite nördlich wie südlich vom Äquator zukämen. Schon Heiderich fand hierfür keine Bestätigung, und unsere Berechnung zeigt das auch nicht. Dafür kommt in der Hauptsache eine merkwürdige Gleichmäßigkeit der Mitteltiefen zwischen 50° N. und 60° S. B. zum Vorschein, dabei nur ein kleiner Zuwachs für die Zonen zwischen 10° und 40° N. B. mit dem Maximum zwischen 10° und 20° N. B., dem auf der südlichen Hemisphäre nur ein noch schwächeres sekundäres Maximum in 20° bis 30° S. B. gegenübersteht. Das Vorwiegen der Landmassen zwischen 50° und 80° N. B. beschränkt anscheinend nicht nur die Flächen der Meeresräume, sondern drückt auch ihre mittlere Tiefe hinunter, so daß man auch aus dieser unserer graphischen Darstellung unmittelbar entnehmen darf, ein wie tief eingeprägtes Merkmal der Erdkruste dieser von Karl Ritter so dringlich betonte Gegensatz zwischen der kontinentreichen Nordosthalbkugel und der ozeanischen Südwesthalbkugel ist.

Die Verteilung der Volumina dient nun dazu, diesen Kontrast zu verstärken: zwischen 30° N. und 60° S. B. ist die Hauptmasse des irdischen Weltmeers eingeordnet; hier finden wir 76.6 Prozent des Areals, 81.4 Prozent des Volums. Das Weltmeer hat eben seinen Schwerpunkt auf der südlichen Halbkugel. Der Anblick dieser Figur weiß auch zugleich die Vorstellung wach zu erhalten, daß ungeheure Zeiträume erforderlich gewesen sein müssen, die Massen in dieser Weise anzuhäufen, und daß ähnliche Zeiträume aufzuwenden wären, um eine wesentliche Umlagerung zu erzielen. Dagegen sind die nordhemisphärischen Wassermassen polwärts von 50° N. B. unbedeutend und ein großes Beharrungsvermögen wird ihnen wohl niemand zusprechen. Mit diesen Betrachtungen steht nicht

im Widerspruch, was wir bei einer früheren Gelegenheit (S. 88) fanden, wo wir die Verteilung der Tiefenstufen von 4000, 5000 und 6000 m nach den Zehngradzonen prüften. Die relative Anhäufung der mehr als 5000 und



Volumina und mittlere Tiefen des Weltmeers nach Zehngradzonen.

6000 m Tiefe messenden Flächen auf nördlichen Breiten zeigte uns die zonale Intensität der dislozierenden Kräfte; die Verteilung der mittleren Tiefen und der Volumina der Meereszonen aber den heutigen Stand dieses großen Kampfes zwischen Meer und Land um ihren Anteil an der Herr-

schaft über die Erdoberfläche. Das erste hat mehr einen dynamischen Sinn, das zweite mehr einen statischen. —

Um die Bedeutung einer Zahl, wie wir sie für die mittlere Tiefe des Weltmeers erhalten haben, vollkommen zu würdigen, sind eine Reihe von Vergleichen[1]) üblich und wohl geeignet, die die analogen Dimensionen für das Land und schließlich für die Erdkruste im ganzen heranziehen.

Mit dem Ausdruck des Bedauerns ist festzustellen, daß wir eine genauere Angabe über die mittlere Höhe des Landes zur Zeit noch nicht zu geben vermögen, da die hypsometrische Berechnung gerade für den größten Erdteil noch immer aussteht und das früher fast übersehene antarktische Festland in ungeahnter Größe wieder auftaucht und Beachtung verlangt. So bleibt nichts übrig, als sich der letzten kritischen Revision, die wir H. Wagner verdanken, anzuschließen, und für Asien, einschließlich Kaukasien und Inselindien, 950 m[2]), für Nordamerika mit Grönland 700 m, für Südamerika und Afrika (mit Madagaskar) je 650 m, sowie für Europa (mit den Polarinseln) und Australien nebst Polynesien je 300 m anzunehmen, daraus ein Mittel = 709 m zu berechnen und dieses wegen der daran haftenden Unsicherheit auf 700 m abzurunden. Hieraus berechnete Wagner für seine Landflächen von 144.5 Millionen qkm ein Gesamtvolum über dem Meeresniveau von 94.3 Millionen cbkm. Da wir im Hinblick auf die Antarktis das Landareal auf 148.8 Millionen qkm erhöht haben, muß nun auch das Landvolum wachsen auf 104.2 Millionen cbkm.

Hiermit erhalten wir folgende erste Vergleiche. Es verhält sich Land und Wasser

mit den A r e a l e n: wie 148.8 : 361.1 = 1 : 2.43,
mit den V o l u m e n: wie 104.2 : 1330.0 = 1 : 12.8.

Wir könnten also das Landvolum, soweit es über dem Meeresspiegel liegt, fast 13mal in den Meeresräumen unterbringen. Im Atlantischen Ozean allein ist Platz dafür 3mal, im Indischen $2\frac{3}{4}$mal, im Pazifischen $6\frac{1}{2}$mal. Die Meere sind also als negative Unebenheiten der Erdkruste den positiven (des Landes) gegenüber in gewaltiger Überlegenheit. Es verhält sich nicht nur die Landfläche zur Meeresfläche wie $1 : 2\frac{2}{5}$, sondern die mittlere Höhe des Landes zur mittleren Tiefe des Meeres obendrein noch wie $1 : 5\frac{1}{4}$.

Mit Alexander von Humboldts häufig wiederholtem Ausdruck zu reden, erheben sich die Landflächen wie gewaltige Hochebenen über die Sohle der Ozeane. Wollten wir uns das Meer verdunstet denken, so würden wir unter den Festlandflächen noch einen Sockel von einer Höhe erblicken, die der mittleren Meerestiefe gleich ist. Dieser Sockel samt dem Landvolum über dem Meeresspiegel hat dann als L a n d b l o c k eine Höhe von 3680 + 700 = 4380 m und ein Volum von 651.8 Millionen cbkm. Dieser L a n d-

[1]) Meine Morphol. der Meeresräume 1879, S. 102 f., P e n c k, Morphol. der Erdoberfl. I, 164 f. W a g n e r a. a. O. S. 750.

[2]) Nach einer soeben beendeten neuen Berechnung der mittleren Höhe Asiens durch meinen Schüler Dr. O. L o r e n z e n wird die W a g n e r sche Zahl nur wenig geändert, nämlich auf 940 m.

block wird dann von dem ihm zur Seite stehenden Wasserblock (beide Ausdrücke rühren von H. Wagner her) zweimal (1330.0 : 651.8 = 2.04) an Raum übertroffen.

Wollten wir nun auch den ganzen Landblock gleichmäßig auf den Meeresboden ausbreiten, so daß eine zusammenhängende Wasserdecke von überall gleicher Tiefe die Erdoberfläche beherrschte, so würden wir den Meeresboden erhöhen um 651.8 : 509.9 = 1.278 km, und die Oberfläche der Erdkruste würde dann zum jetzigen Meeresniveau eine Lage von — 3681 + 1278 = — 2403 m oder abgerundet von — 2400 m (unter dem Meeresspiegel) erhalten. Diese so ausgeebnete Oberfläche der Erdkruste nennt man das mittlere Krustenniveau. Suchen wir es auf der hypsographischen Kurve für die ganze Erdoberfläche auf (Fig. 15, S. 87), so zeigt sich, daß von der jetzigen Erdkruste 222 Millionen qkm über und 288 Millionen qkm unter diesem Niveau liegen.

Auf dieses mittlere Krustenniveau stützt sich eine vielfach verwendete Terminologie, die anfänglich von Dr. Hugh Robert Mill auf Grund von Anregungen Sir John Murrays entwickelt ist. Mill nannte die unterhalb dieses Krustenniveaus gelegenen ozeanischen Räume das abyssische Gebiet (*the abysmal area*); oberhalb davon bis zum Meeresspiegel liegt ein Übergangsgebiet (*transitional area*) und über dem Meeresspiegel das kontinentale Gebiet (*continental area*). Penck und H. Wagner haben diese Vorstellungen dahin geändert, daß sie die Schelfgrenze von 200 m statt des Meeresspiegels einführten. Penck gelangte so ebenfalls zu einer Dreiteilung, indem er alles, was über der Schelfgrenze (von — 200 m) bis zu den höchsten Gebirgsspitzen (+ 8840 m) liegt, als die Kontinentaltafel bezeichnet; diesen gegenüber stehen unterhalb des mittleren Krustenniveaus (bei Penck — 2500 m) die *abyssischen* Regionen, während sich statt Mills Übergangsgebiet die steilufrigen, *aktischen* Regionen zwischen der Schelfgrenze und dem mittleren Krustenniveau einfügen. — Wagner unterscheidet fünf verschiedene Erhebungsstufen der Erdkruste. Zuerst stellt er den neuen Begriff des *Kontinentalblocks* auf, der alle sich über das mittlere Krustenniveau erhebenden Flächen umfaßt, dem also die vorher erwähnte Grundfläche von 222 Millionen qkm zukommt, und den man nicht mit dem Landblock verwechseln darf von nur 148.8 Millionen qkm Basis. Diesem Kontinentalblock gibt er nun drei Erhebungsstufen. 1. Den *Kontinentalabhang*, gleich Pencks aktischen Regionen, zwischen dem mittleren Krustenniveau und der Schelfgrenze (also zwischen 200 und 2400 m Tiefe); 2. die *Kontinentaltafel* zwischen — 200 unter und + 1000 m über dem Meeresspiegel; 3. das *Kulminationsgebiet* von 1000 bis 8840 m Höhe. Die abyssischen Regionen Pencks zerlegt Wagner a) in die *Tiefseetafel* zwischen dem mittleren Krustenniveau und 5000 m, und b) das *Depressionsgebiet* tiefer als 5000 m; nach unserer hypsographischen Kurve würde sich das letztere besser bei 5500 m abgrenzen lassen. — Wichtiger, als diese mehr der allgemeinen Morphologie der Erdoberfläche als der Ozeanographie zugehörigen Betrachtungen, ist eine Tatsache, auf welche Penck mit Recht großen Nachdruck legt, daß die seinem mittleren Krustenniveau zukommende und von unserem nur unwesentlich entfernte Isobathe von 2500 m fast alle Inseln mit Ausnahme der rein ozeanischen oder Hochseeinseln umfängt und an die Festlandsockel anschließt. Dies bedeutet, daß der Kon-

tinentalblock tatsächlich der natürliche Ausdruck und eigentliche Träger des festen Elements auf der Erdoberfläche ist.

Kehren wir zu unserem mittleren Krustenniveau zurück und breiten wir über dasselbe den Wasserblock zu überall gleichmäßiger Tiefe aus, so erhalten wir eine Wasserdecke von 1330 : 510 = 2.608 km oder rund 2600 m Tiefe.

Penck geht nun noch weiter. Er denkt sich diese gleichmäßige Wasserhülle vom spezifischen Gewicht = 1 in Gestein verwandelt vom spezifischen Gewicht = 2.5, so daß sie dann zu einer Schicht von 2608: 2.5 = 1043 m Dicke zusammenschrumpfte oder kondensiert würde; es läge dann die ganz fest gedachte neue Erdoberfläche, die er das Kondensationsniveau nennt, vom jetzigen Meeresspiegel 2403 — 1043 = 1360 m entfernt. Eine wesentliche Bedeutung kommt diesem Kondensationsniveau sonst nicht zu.

Romieux[1]) hat im Jahre 1890 mehrere angebliche Gesetze formuliert, mit deren Kritik sich schon Heiderich und Wagner befaßt haben. Nach dem ersten Gesetz sollen sich die Oberflächen von Land und Wasser verhalten, wie die Quadratwurzeln aus den mittleren Höhen und Tiefen. Der Quotient $\sqrt{700} : \sqrt{3680}$ ergibt aber 1 : 2.29, statt 1 : 2.43 und diese Annäherung ist kaum genügend. Romieux hatte, wie Wagner richtig hervorhebt, Supans Maße für die mittlere Höhe des Landes = 680 m und für die mittlere Meerestiefe = 3650 m, sowie dessen Flächenverhältnis von Land zu Wasser wie 30,1 : 69,9 Prozenten im Auge. Danach stellte er die Proportion auf $30.1 : 69.9 = \sqrt{680} : \sqrt{x}$ und erhielt x = 3667, was dem Supanschen Werte 3650 überraschend nahe kam. Die Arealverhältnisse, von denen er ausging, sind aber sicherlich unrichtig; mit den von uns angenommenen rechnend würden wir x = 4120 m erhalten, also 440 m zu viel. — Nach einem zweiten Gesetz sollen sich die Land- und Wasserflächen verhalten wie die Grundfläche des Kontinentalblocks zur Gesamtoberfläche der Erde, also nach unseren Maßen wie 222 : 510 oder wie 1 : 2.30, was ebenfalls nur eine schwache Annäherung bedeutet. Ein drittes Gesetz will die Flächen von Land und Wasser sich umgekehrt verhalten lassen wie ihre Dichten. Die Dichte des Wasserblocks darf aber nicht wohl einfach = 1 gesetzt werden, denn nicht nur ist der Salzgehalt des Seewassers zu beachten, sondern auch die Zusammendrückung mit der Tiefe, wie bei späterer Gelegenheit noch näher auszuführen sein wird. Dadurch steigt die Dichte des Wasserblocks um rund 4 Prozent, also auf 1.04. Die Dichte der Landmassen kennen wir nicht; die Schätzungen schwanken zwischen 2.8 und 2.5. Legen wir unser Flächenverhältnis des Landes zum Wasser wie 1 : 2.43 zu Grunde, so würde sich nach diesem Romieuxschen Gesetze die Dichte des Landblocks zu $2.43 \times 1.04 = 2.53$ berechnen, also dem Minimalwert entsprechend. Aber es kommt hier wohl nicht so sehr auf die bloßen Flächen, wie auf die Volumina und Gewichte an.

Schreiten wir also von den Volum- zu den Massenverhältnissen weiter, so treffen wir auf eine seit dem Altertum in mannigfachen Abwandlungen wiederkehrende Vorstellung[2]), daß Gleichgewicht herrschen müsse zwischen Wasser und Land. Ursprünglich ging man wohl (vergl. oben S. 11) von

[1]) Comptes Rendus Acad. Paris 1890, tome 111, p. 994.
[2]) Vergl. Penck, Morphol. I, 170, Anm. 4.

einem rein ästhetischen Bedürfnisse nach Ebenmäßigkeit in der Figur der Erde aus; denn Massengleichgewicht ist Ebenmaß, hat ein Klassiker der Ästhetik, Semper, einmal gesagt. Nachdem von einer Gleichheit der Flächen nicht mehr gesprochen werden durfte, übertrug sich dieses Bedürfnis auf die Massen. Indem ich (1879) mit einem spezifischen Gewicht für den Wasserblock von 1.029 und für den Landblock von 2.5 rechnete und ein festes Volum von 529 einem flüssigen von 1285 Millionen cbkm gegenüberstellte, erhielt ich als Gewicht des Landblocks $1.3214 \cdot 10^{18}\,t$ und des Wasserblocks von $1.3224 \cdot 10^{18}\,t$ (wo t die metrischen Tonnen bedeutet). Das sah einem Massengleichgewicht ähnlich. Jede neuere Berechnung nach 1879 ergab aber erheblich größere Werte für den Landblock und damit eine steigende Entfernung von dem gedachten Gleichgewichte. Benutzen wir unsere schon mehrfach gebrauchten Volumwerte 651.8 und 1330.0 Millionen cbkm und setzen wir die mittlere Dichte des Meerwassers = 1.04, die des Landblocks = 2.5 (wohl zu niedrig), so erhalten wir die neuen Massen: Landblock = $1.6295 \cdot 10^{18}\,t$ und Wasserblock = $1.3832 \cdot 10^{18}\,t$, also ein starkes Mindergewicht auf der Wasserseite. Um Gleichgewicht zu erzielen, müßte bei unveränderten Raumgrößen entweder die Dichte des Landblocks heruntergesetzt werden auf 2.12 oder die des Wasserblocks erhöht werden auf 1.23, was beides unzulässig ist. Aus den eben angeführten Zahlen läßt sich nebenbei noch entnehmen, daß sich der Wasserblock zum ganzen Erdkörper verhält dem Raume nach wie 1 : 814, dem Gewichte (der Masse) nach aber wie 1 : 4300, wobei als mittlere Dichte der ganzen Erde 5.5 gesetzt ist. —

Mit diesen Gewichts- und Volumverhältnissen befassen sich auch zwei weitere Gesetze von Romieux. Zunächst sollen sich verhalten Land- und Wasserflächen, wie das Volum des Kontinentalblocks (nicht Landblocks) zum ganzen Wasserblock. Nach der hypsographischen Kurve hat der Kontinentalblock ein Volum von 553 Millionen cbkm, sein Verhältnis zum Wasserblock ist also 553 : 1330 = 1 : 2.4 was den von uns angenommenen Arealverhältnissen in der Tat entspräche. Ein letztes Gesetz von Romieux stellt ein Gleichgewicht auf zwischen Kontinentalblock und Wasserblock, was aber nur dann stimmt, wenn die Dichtigkeit des Kontinentalblocks gerade $d = 2.5$ wird, denn aus der Proportion $d : 1.04 = 1330 : 553 = 2.40$ folgt $d = 2.496$. In dieser letzten Formulierung mag also das alte ästhetische Bedürfnis nach Massengleichgewicht auf der Erdoberfläche eine fürs erste ungestörte Zuflucht finden. Es bleibt aber noch der mechanische Zusammenhang zwischen den Massen gerade des Kontinentalblocks und des Wasserblocks aufzuhellen, der einstweilen in volles Dunkel gehüllt ist.

Ein Massengleichgewicht zwischen Land- und Wasserblock besteht offenbar nicht. Trotzdem darf die Vorstellung eines angenäherten Gleichgewichtszustands im Bereiche der scheinbar so unregelmäßig gestalteten Oberflächenschicht der Erdkugel sehr wohl als erlaubt gelten: sie muß nur nicht das Hauptgewicht legen auf die Nebeneinanderstellung der beiden Blöcke, sondern zunächst die Betrachtung richten auf die Massenverteilung in der Vertikalen, entlang den Radien der Erdkugel. Denken wir uns die ganze Erdoberfläche bis etwa 20 km unter dem Meeresniveau zusammengesetzt aus lauter mosaikartig aneinandergefügten, radial ge-

stellten Säulen, so würden sich, gemäß früheren Erörterungen (S. 54), durch die übernormale Dichte der Erdkruste unter dem Meeresboden und die unternormale Dichte (das Massendefizit) unter den Landmassen, insbesondere unter den Hochgebirgen, doch entlang demselben Parallel alle Mosaiksäulen nahezu im Gleichgewicht zeigen. Daß ein volles Gleichgewicht nicht vorhanden ist[1]), muß sowohl aus dem Vergleich zwischen den berechneten und den tatsächlichen Vorgängen bei Präzession und Nutation, wie auch aus den Polschwankungen geschlossen werden.

Übrigens entfernt man sich beim Erfassen eines Gegensatzes zwischen Land- und Wasserblock gewiß nicht sehr von den natürlichen Tatsachen: das Meer ist einheitlich und zusammenhängend, das Land in der Hauptsache in wenigen geschlossenen Massen vereinigt, die wir als die vier großen Weltinseln der Alten Welt, Amerikas, Australiens und der Antarktis kennen. Wie schon Oskar Peschel sagt, ist das gewiß nichts Unwesentliches und noch weniger etwas Gleichgültiges, gegenüber dem doppelt so großen Raum, mit dem der Wasserblock das Land umfängt. Vielfach sehen wir das Meer an den Küsten des Landes mit ersichtlichem Erfolge kämpfend vorrücken, und die Berührungsfläche wird, wie jede Grenze, um so ungünstiger für das Land, je kleiner dieses ist. Darum erscheinen Inseln stets gefährdet, ausgedehnte Festlandmassen aber tragen die größere Gewißheit der Dauerhaftigkeit in sich. Doch entscheiden hier mehr die großen Küstenbewegungen, als die in der Regel doch nur Kleinformen ausgestaltenden Prozesse der marinen Abtragung oder der vom Lande ausgehenden Aufschüttungen. Denkbar wäre ja auch eine andere Verteilung der gegebenen Land- und Wassermassen auf der Erdoberfläche, wobei sich beispielsweise das Land in lauter kleinen Inseln durch alle Meere hin verstreut fände, wenn nur dabei die Bedingung innegehalten wird, daß die durchschnittlichen Höhen 700 m, die Tiefen 3680 m betragen und die Areale im Verhältnis von 1 : 2.4 (alles nach unseren vorher erhaltenen Maßen) bestehen bleiben. Aber daß dem nicht so ist, daß sich das Land nicht zersplittert, sondern in großen Weltinseln oder Kontinenten zusammengefaßt findet, gestattet den Schluß, daß unter den Landflächen die aufrichtenden Kräfte der Erdkruste eine größere Stärke und längere Wirksamkeit entfaltet haben, während sie umgekehrt unter den Meeresbecken im Minimum geblieben sind. Dies führt weiter zu der Vorstellung, daß die Landkomplexe tief und fest in der Erdkruste verankerte Gebäude sind oder, was auf dasselbe hinauskommt, daß, zeitlich betrachtet, weder die großen Weltinseln noch die großen Ozeane junge Leistungen der dislozierenden Kräfte sein können. Wir werden den Faden dieser Erörterungen wieder aufnehmen, nachdem wir uns davon überzeugt haben, welche Neubildungen am Boden der heutigen Ozeane vor sich gehen: was im folgenden geschieht.

---

[1]) Vergl. schon Laplace bei Humboldt, Kleinere Schriften 1853, S. 442 und namentlich Helmerts mathem. und physikal. Theorien der höheren Geodäsie.

Zweites Kapitel.

Die ozeanischen Bodenablagerungen.

Die Lithosphäre trägt den Ozean in ihren äußeren Höhlungen, und entlang den Küsten umspült das Meer die herausragenden Land- und Inselflächen. An dieser Berührungslinie der, von Wellen und Strömungen aller Art bewegten Meeresoberfläche mit dem Festen vollzieht sich der mehrfach erwähnte Kampf um die Grenze zwischen Meer und Land, äußern sich auf der einen Seite die landzerstörenden Kräfte des Meeres und seine Fähigkeit, die Zerstörungsprodukte zu transportieren und in eigener Art um- und abzulagern, auf der anderen die aufbauenden Kräfte des Landes, die bestrebt sind, die Denudationsprodukte des Festlands dem Meere zuzuführen und die Küstenlinie vorzuschieben. Dieser Kampf ist am heftigsten unmittelbar im Berührungssaume zwischen Wasser und Land; seine Leistungen und Fähigkeiten schwächen sich weiter in die See hinaus stetig ab und erlahmen zu einem verschwindenden Minimum im Bereiche der landfernen Tiefsee. Nur unter besonderen Umständen können Zerstörungsprodukte und andere transportable Erzeugnisse des Landes in der Tiefsee zur Ablagerung kommen, vielmehr werden sich in ihr vorzugsweise vom Ozean selbst erzeugte Sedimente bilden und am Boden absetzen.

Anfänge zu richtiger Auffassung dieser Prozesse finden sich schon bei den griechischen Geographen. Strabo beschäftigt sich wiederholt mit den Alluvionen der Flüsse, die von ihren Mündungen her das Meer auffüllen und verdrängen, und der Römer Seneca hat dieses Thema ebenfalls behandelt. Beide sprechen von einer Fähigkeit des Meeres, sich selbst zu reinigen durch Auswerfen aller Sinkstoffe am Strande. Lange vor ihnen aber wußte schon Herodot (2, 5) von einem Erguß (πρόχυσις) des Nilschlamms in das Meer, der sich im Abstande einer Tagesfahrt vom Lande in 11 Faden Tiefe mit dem Lote heraufholen lasse. Wir entnehmen hieraus, daß den Alten das Hilfsmittel der modernen Küstenfahrer und Fischer schon geläufig war, sich über den Schiffsort außer durch die Wassertiefe auch durch die Beschaffenheit der vom Handlot heraufgebrachten Grundprobe zu orientieren, bei unsichtigem Wetter und gleichmäßigen Meerestiefen oft das einzige Hilfsmittel. Diese alte Überlieferung finden wir auch in unseren heimischen Meeren bei den hansischen Seeleuten des 14. Jahrhunderts in getreuer Pflege; ihr bereits früher erwähntes Seebuch gibt nach A. Breusing „genaue Auskunft, ob der Grund aus Schlamm oder Schlick oder Sand besteht, ob dieser großkörnig, grobkörnig oder kleinkörnig, ob er weiß, greis, grau, schwarz oder rot ist, ob Steine darunter gemengt sind und welche Farbe diese haben, ob sie klein wie Wicken oder so

groß wie Bohnen sind, ob Sandkörner und Steine scharfkantig sind oder abgerundet, so daß sie sich milde (*sachte*) anfühlen, ob sich zwischen dem Sande und den Steinen Muschelschalen finden und welcher Art diese sind oder ob der Sand mit fettiger Erde, mit Mergelbrei (*merghelmose*) gemengt ist. Wo eigentümliche, nicht zu verwechselnde Kennzeichen auftreten, wird nicht versäumt darauf aufmerksam zu machen, so z. B. weiß man mit Bestimmtheit, daß man Ouessant recht Ost vor sich hat, wenn der Grund aus lauter kleinen, länglichen Nadeln besteht, die dem Kaff oder den Grannen der Kornähren gleichen"[1]. — Jedoch fehlen auf den Segelkarten und späteren Seekarten noch lange alle Signaturen für die Beschaffenheit des Meeresbodens, die erst auf den Seekarten des 19. Jahrhunderts üblich sind. Diese Sache bedarf übrigens noch besonderer Nachforschung; ich habe mich wenigstens vergeblich im Thresoor der Zeevaert von Lucas Waghenaer (1588), wie im Ostseeatlas des Peter Gedda (1695), oder in Homannischen Kopien Pariser und Londoner Seekarten (von 1746 und 1756) nach solchen Bezeichnungen umgesehen.

Fig. 23.



Kleines Schnapplot der Kabeldampfer.

Für die größeren Tiefen ist ein Handlot mit seiner Höhlung an der Basis, die mit Talg ausgestrichen wird, nicht genügend, um die daran haftende Grundprobe beim langen Wege durch das Wasser vor dem Abfallen zu schützen; trotzdem gelang es, wie wir erwähnten (S. 70), Phipps im europäischen Nordmeer aus 1250 m Tiefe blauen Schlick heraufzuholen. Die Späteren erfanden zum Teil sehr sonderbare Hilfsmittel, um Grundproben aus großen Tiefen unversehrt zu erhalten: Sir John Ross hatte 1819 eine große Grundzange konstruiert, deren Backen geräumig genug ausgehöhlt waren, um eine Probe von mehreren Pfund Gewicht aus dem Meeresgrunde sozusagen herauszubeißen. Diese Schnapplote sind inzwischen an Bord des Bulldog (1860), der Kabeldampfer (Fig. 23) und vom Fürsten von Monaco weiter ausgebildet worden. Die Challenger- und Gazelleexpedition bediente sich des zylindrischen Hydralots (Fig. 9, S. 74), schafften aber auch mit ihren Dredschen und Grundnetzen oft zentnerschwere Massen von Tiefseeboden an die Oberfläche und sicherten sich dadurch die Kenntnis von gröberen, den Meeresboden bedeckenden Steinen, Konkretionen, Manganknollen, Fossilien. J. Y. Buchanan benutzte auf dem Kabeldampfer Dacia mit Vorteil eine durch Gummiventil oben verschlossene Röhre, die deutsche Tiefseeexpedition an Bord der Valdivia einen vom Schiffsarzte Dr. Bachmann angegebenen Schlammstecher, der ein kleines Kugelventil am oberen Ende trägt. Auf der deutschen Südpolarexpedition wurden besonders lange Bachmannsche Lotröhren benutzt und eine innere, der Länge nach zweigeteilte Hülse eingelegt, die nach dem Aufholen auseinandergenommen wurde und etwaige Schichtungen der Grundprobe sehen ließ. Im einzelnen hat sich der Scharfsinn der Techniker auf diesem Gebiete sehr ergiebig erwiesen; doch sind nur wenige Muster wirklich in praktischem Gebrauche bewährt. Sandige Proben aus mäßigen Tiefen werden am besten nach J. Thoulets Vorgang mit einem kleinen Dredschesack aus festem, aber nicht zu dichtem Stoffe

[1] Seebuch X, 32: *alse gy alle clene langelachtige dinghelkens vinden, alse natelen, dan schal Heysant van juw wesen ostwart*, vergl. Nories British Channel Pilot 1859, p. 215: *in the parallel of Ushant the bottom is interspersed with a substance like chaff.*

gehoben. Die Proben selbst werden gewöhnlich unter Alkohol in Flaschen oder auch, nachdem sie staubfrei getrocknet worden, in Sammelgläsern oder in Stoffbeutelchen, wenn sie gröberen Korns sind, aufgehoben. Sir John Murray pflegte an Bord des Challenger die gröberen Teilchen einer Probe auszuschlämmen und rasch zu trocknen, indem er sie mit Alkohol abspülte und diesen abbrannte. Ältere unter Spiritus konservierte Proben haben vor Jahren einen so namhaften Forscher wie Huxley auf den Irrweg geleitet, in einem gelatineartigen Niederschlag, den der im Seewasser stets reichlich gelöste Gips mit dem Alkohol liefert, eine Riesenmonere als primitivsten, den Meeresboden bedeckenden Organismus zu erkennen: erst Murray hat auf der Challengerexpedition durch das Experiment gezeigt, wie dieses unter dem Namen des *Bathybius* in den Spekulationen der Biologen einst sehr geschätzte Urwesen jederzeit beliebig hergestellt werden kann.

Eine Einteilung der Meeressedimente ist von verschiedenen Gesichtspunkten aus möglich.

Nach der geographischen Lage wird man die landnahen oder litoralen (epichersischen) von den landfernen oder pelagischen Ablagerungen unterscheiden. Zu den litoralen gehören die am Strand selbst liegenden Strandablagerungen und sodann die auf den Schelfen befindlichen Schelfablagerungen, während die pelagischen zu zerlegen wären in die den Kontinentalabhang (oder die aktische Stufe), sowie die Tiefenbecken der Rand- und Mittelmeere bedeckenden Randbildungen, für die wir später den Namen der *hemipelagischen* vorschlagen werden, und sodann die auf den Schwellen und Rücken der Tiefsee ruhenden Rückensedimente (später als *epilophisch* zu bezeichnen), sowie endlich die in den tieferen Teilen der großen ozeanischen Mulden und Becken abgeschiedenen *abyssischen* Sedimente.

Nach der äußeren Gestalt der Sedimente ließen sich zunächst lockere und bündige unterscheiden. Zu den lockeren gehören Steine, Kies, Grand, Sand, auch noch gewisse erdige und schlammige Ablagerungen. Zu den bündigen Schlicke, Lehme, Tone. Anderseits kann man sie aber auch nach der Korngröße ordnen oder nach dem Verhältnis, in dem die verschiedenen Korngrößen in einem Sediment nebeneinander vertreten sind: Einteilungen, die zuerst von Delesse, später von J. Thoulet versucht worden sind.

Nach der qualitativen (mineralogischen) Zusammensetzung würde man kieselsäurehaltige, tonerdehaltige, kalkhaltige und moderige (aus organischen Zersetzungsprodukten herrührende) unterscheiden und auch hier verschiedene Varianten, je nach dem prozentualen Anteil dieser Kategorieen an einer gegebenen Probe, aufstellen können.

Nach ihrer Entstehung endlich werden zuerst die vom Festlande herrührenden, als kontinentale oder terrigene (richtiger chersogene) bezeichneten, zweitens die aus den Salzen des Seewassers unmittelbar als Niederschlag entstandenen oder halmyrogenen, drittens die von Organismen des Meeres gelieferten oder biogenen und viertens die aus dem Weltenraum zugeführten oder kosmogenen zu unterscheiden sein. Von diesen sind die halmyro- und kosmogenen von ganz untergeordneter Bedeutung. Die terrigenen zerfallen wieder ihrer Herkunft nach: 1. in die klastischen, aus der Zerstörung der Landgesteine entstandenen, 2. in die vulkanischen und 3. in die glazialen, vom treibenden Eise gekennzeichneten, während wir bei den biogenen Sedimenten die

benthogenen, planktogenen, nektogenen unterscheiden können, wobei[1]) *Benthos* (nach Häckel) alle nicht schwimmenden Organismen des Meeres bedeutet, also alle Tiere und Pflanzen, die sich am Grunde des Meeres festsitzend oder kriechend oder laufend aufhalten; *Plankton* aber (nach Hensen) alle willenlos im Wasser treibenden, den Wellen und Strömungen passiv überlieferten Wesen, meist von sehr kleiner Größe, und *Nekton* (nach Häckel) die aktiv schwimmenden, also eigener ergiebiger Bewegung fähigen Tiere (namentlich Fische, Kephalopoden, Wale). Unter diesen sind wieder die nektogenen von minderer Bedeutung.

Den ersten Versuch zu einer umfassenden wissenschaftlichen Klassifikation der ozeanischen Bodenablagerungen haben Sir John Murray und A. Renard geliefert, als sie 1891 ihren großen Bericht über die von der Challengerexpedition heimgebrachten Bodenproben veröffentlichten. Sie haben sich in diesem für lange Zeit hinaus eine feste Grundlage schaffenden Werk[2]) eine möglichst breite Basis zu sichern verstanden, indem sie auch die Bodenproben der anderen Tiefseeexpeditionen jener Zeit, der Tuscarora, Gazelle, Blake, Albatros, Egeria u. a., zum Vergleich heranzogen. Ihr System hat folgende Gestalt.

1. Tiefseeablagerungen (außerhalb der 200 m Linie)	Roter Ton, Radiolarienschlamm, Diatomeenschlamm, Globigerinenschlamm, Pteropodenschlamm,	I. Pelagische Ablagerungen (im tiefen Wasser fern vom Lande gebildet).
	Blauer Schlick, Roter Schlick, Grüner Schlick, Vulkanischer Schlick, Korallensand und -schlick,	II. Terrigene Ablagerungen (in tiefem und seichtem Wasser in der Nähe von Land gebildet.
2. Seichtwasserablagerungen (zwischen der 200 m Linie und dem Niedrigwasserniveau am Strande)	Grande, Kiese, Sande, Schlick,	
3. Litoralablagerungen (am Strande zwischen Hoch und Niedrigwasserstand)	Steine, Grande, Kiese, Sande, Schlick,	

Die besondere Darstellung geht allerdings mehr in die eigentlichen Tiefseebildungen ein und die Seichtwasser- und Litoralablagerungen werden nur kurz gestreift, so daß dann später Joh. Walther[3]) in dieser Hinsicht eine wichtige Ergänzung liefern konnte, ohne jedoch zu einer klaren Systematik vorzudringen. Daß aber auch Murray und Renards

[1]) Hensen im 5. Ber. der Komm. zur wiss. Unters. der deutschen Meere in Kiel 1887, S. 1; Häckel, Planktonstudien, Jena 1890, S. 19.

[2]) The Voyage of H. M. S. Challenger: Deep-Sea Deposits. London, Edinburgh, Dublin 1891 (zitiert im folgenden als Murray und Renard). Ausführliche Auszüge lieferten Futterer im N. Jb. f. Min. 1893. 2, S. 281—320 und Paul Fischer, Sedimentbildung am heutigen Meeresboden, im Jahresbericht d. städt. Realgymnasiums. Leipzig 1901.

[3]) Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. 3 Bde. Jena 1893—94.

System als solches wenig befriedigt, zeigt schon seine äußere Form, indem zwei sich kreuzende Argumente (rechts und links) nebeneinander stehen. Dennoch enthält es einen richtigen Kern. Für unsere Zwecke erschien es empfehlenswert, im ganzen die Einteilung nach der geographischen Lage zu Grunde zu legen und sodann die einzelnen Ablagerungen nach anderen Eigenschaften, vorzugsweise nach ihrer Entstehung, in Unterarten einzuteilen. Wir gelangen so zu einer Dreiteilung, denn unsere mittlere Kategorie zeigt einen Übergang oder eine Mischung von Eigenschaften der landnahen und landfernen Sedimente; sie sind unter dem Namen der *hemipelagischen* zwischen die litoralen und *eupelagischen* eingeschaltet. Die Bezeichnung *litoral* hat bei uns einen weiteren Sinn, als bei Murray und Renard: sie umfaßt die Strand- und Schelflagen. Wir erhalten so folgendes natürliche System der ozeanischen Bodensedimente.

I. Litorale oder landnahe Ablagerungen.

1. Strandablagerungen.
2. Schelfablagerungen.

NB. Beide Unterarten zerfallen nach ihrer Korngröße in Block-, Kies-, Sand- und Schlicklager, und jede dieser wiederum nach ihrer Entstehung in klastische, vulkanische, biogene, halmyrogene und glaziale Bildungen.

II. Hemipelagische Ablagerungen.

1. Blauer und roter Schlick (einschl. Vulkanschlick).
2. Grünsand und grüner Schlick.
3. Kalksand und Kalkschlick.

NB. Hier sind wieder dieselben genetischen Unterarten möglich, wie bei den litoralen Ablagerungen.

III. Eupelagische oder landferne Tiefseeablagerungen.

A. Epilophische Bildungen.
   a) Kalkhaltige Tiefseeschlamme:
      1. Globigerinenschlamm.
      2. Pteropodenschlamm.
   b) Kieselhaltiger Tiefseeschlamm:
      3. Diatomeenschlamm.

B. Abyssische Bildungen.
      4. Roter Tiefseeton.
      5. Radiolarienschlamm.

NB. Als akzessorische Beimengungen erscheinen solche vulkanischen, glazialen und kosmischen Ursprungs.

Von sonstigen Einteilungen sind die besonders von französischen Forschern bevorzugten nach der Korngröße der Sedimente hier noch zu erwähnen. Es war besonders Delesse, der seit 1866 in vielen Arbeiten, die er 1871 in der *Lithologie du fond des mers* zusammenfaßte, der Reihe nach dieselben Typen aufstellte, die noch heute unterschieden werden: Kies, Grand, Sand, schlam-

miger Sand, sandiger Schlamm, Schlamm, Kalkschlamm, Korallensand. Aber seine Untersuchungen gingen kaum über die französischen Küsten hinaus und viele seiner Analysen gelten heute als unzuverlässig[1]). J. Thoulet hat ihn dafür belobt, daß er eine rein mineralogische Einteilung, d. h. keine zoologische, sondern eine auf die mechanische und chemische Analyse gegründete anstrebte. J. Thoulet selbst hat dann von allen modernen Ozeanographen am meisten dasselbe Verfahren gepflegt und weiter entwickelt. Durch ein ziemlich zeitraubendes Verfahren sondert er nach der Korngröße fünf Arten in zusammen 14 verschiedenen Abstufungen aus, die er teils durch Körnung in Rundlochsieben, teils durch Schlämmung voneinander scheidet. Ich stelle sie in der nachstehenden Tabelle zusammen mit den von einigen deutschen Autoritäten[2]) für Ackerböden gegebenen Korngrößenklassen (die Korndurchmesser in mm).

Thoulet	Orth, Laufer und Wahnschaffe	E. Wollny
		Steine: über 10 mm
Grober Kies: 9.0 mm	Kies: über 3 mm	Grobkies: 10—5 „
Mittlerer „ 4.5 „		Mittelkies: 5—2 „
Feiner „ 3.0 „	Grand: 3—2 „	
Grober Sand 1: 1.32 „	Sehr grob. Sand: 2—1 mm	Feinkies: 2—1 „
„ „ 2: 0.89 „	Grober Sand: 1—0.5 „	Grobsand: 1—0.5 mm
Mittlerer „ 1: 0.67 „		
„ „ 2: 0.54 „		
„ „ 3: 0.45 „		
Feiner „ 1: 0.39 „	Feiner Sand: 0.5—0.2 „	Mittelsand: 0.5—0.25 mm
„ „ 2: 0.34 „		
„ „ 3: 0.30 „		
„ „ 4: 0.26 „	Sehr feiner Sand 1: 0.2—0.1 „	Feinsand: 0.25—0.1 „
Sehr feiner Sand: 0.04 „	Sehr feiner Sand 2: 0.1—0.05 „	Grober Schlamm: 0.1—0.05 „
Allerfeinstes: (Schlamm) unter 0.04 mm	Staub: 0.05—0.01 mm	Mittelfeiner Schlamm: 0.05—0.025 „
—	Feinstes: unter 0.01 mm	Feiner Schlamm: 0.025—0.005 „
—	—	Kolloidaler Ton: 0.005—0.001 „

Eine Grundprobe besteht nun gewöhnlich aus einem Gemenge der verschiedensten Korngrößen, und die Vorschrift geht dahin, die prozentuale Verteilung innerhalb der Grundprobe festzustellen. Aus einer größeren Zahl von Proben, die der Fürst von Monaco im östlichen Teil des Nordatlantischen Ozeans gesammelt, hat Thoulet eine Übersicht aufgestellt[3]), die in ihrer nüchternen Einseitigkeit wenig Anschauliches darbietet. (Tabelle a. f. S.)

Das Mittel ist nur aus 60 nordatlantischen Proben für den Sand, aus 65 für den Schlamm gerechnet. Natürlich ist aus der Tabelle kein allgemein gültiger Schluß zu ziehen; sie bedarf noch einer mineralogischen Interpretation, beispielsweise dahin, daß das starke Auftreten von mittlerem Sand in 4000 bis 5000 m Tiefe auf den vulkanischen Auswürflingen in der Nähe der Azoren

---

[1]) Thoulet, L'Océan. Paris 1904, p. 99.

[2]) Eine gute Übersicht der verschiedenen Methoden und Apparate gibt F. Wahnschaffe, Wissensch. Bodenuntersuchung. Berlin 1903.

[3]) Résultats des Campagnes Scientif. du Prince Albert de Monaco. fasc. XIX, 1901, p. 10 f.

Tiefen m	Zahl der Proben	Sand				Schlamm
		grob	mittel	fein	sehr fein	
300—1000	12	0.5	2.3	3.9	32.8	60.5
1000—2000	29	1.2	6.4	5.8	23.4	59.9
2000—3000	14	1.3	6.2	5.1	22.0	65.3
3000—4000	9	0.1	1.5	3.6	7.5	78.3
4000—5000	6	0.2	8.9	6.4	16.4	67.9
5000—5530	5	0.3	2.5	2.6	8.9	85.7
Mittel	—	0.8	5.3	4.9	19.6	68.8

beruhe. Thoulet hat dann noch die hauptsächlich in Betracht kommenden Mineralien festgestellt und den Kalkgehalt der Gesamtprobe bestimmt. Für Seichtwassergründe, wie für die Iroisebank vor Brest, muß er gestehen, daß das Verhältnis der verschiedenen Sande örtlich verschieden sei und das Allerfeinste nur 0.2 Prozent ausmache. — Außer Thoulet hat, soweit ich sehe, bisher nur O. B. Bögglld[1]) die Bodenproben der dänischen Ingolfexpedition nach ähnlichen Methoden bearbeitet, aber sich begnügt, die drei Kategorieen der Korngröße von über 0.5, 0.5 bis 0.05 und unter 0.05 zu unterscheiden. — Um sich rasch zu orientieren, wie es für ozeanographische Zwecke meist auch genügt, empfiehlt Thoulet ein einfaches Absatzverfahren. In einer graduierten Glasröhre, die jedoch, um kleinere Volumina noch genau zu bestimmen, am unteren Ende konisch verjüngt ist, wird eine bestimmte Menge des Sediments in Seewasser suspendiert und gut durchgeschüttelt in senkrechter Stellung zum Niederschlag gebracht: mit einer Sekundenuhr wird nach genau einer Minute die Höhe des gröberen Absatzes bestimmt und als Sand notiert ($= s$); nach weiteren 29 Minuten wird die Höhe des ganzen erzielten Niederschlages gemessen ($= t$). Das Verhältnis der beiden ($s : t$) ergibt dann folgende vier Stufen:

$s{:}t = 1$ bis $^2/_3$: Sand $s{:}t = {}^1/_2$ bis $^1/_4$: sandiger Schlamm
$s{:}t = {}^2/_3$ bis $^1/_2$: schlammiger Sand bei weniger als $^1/_4$: Schlamm.

Im übrigen ist dann noch die äußere Form und die mineralogische und chemische Beschaffenheit der verschiedenen Korngrößen zu untersuchen, also ob die Körnchen rund abgerollt oder kantig, scharf oder splitterig sind, ob es sich um toniges, kieseliges oder kalkiges Material handelt, ob der Schlamm erhebliche Beimengungen organischer Substanz enthält u. s. w. — So eingehende Untersuchungen liegen jedoch für weitere Gebiete noch nicht vor. Thoulet unterscheidet übrigens in seinem Atlas der französischen Küstengewässer[2]), mit dem er seinen Landsmann Delesse glänzend in den Schatten gestellt hat, durch verschiedene Farben: Felsgrund, Sand, Kleinkies, Grobkies, Schotter (*galets*), Steine, schlammigen Sand und sandigen Schlamm (beide in einer Farbe vereint), Schlamm, lebende oder ganz erhaltene Muscheln, zerbrochene Muschelschalen, zerriebene Muscheln, *Maërl* und Korallen, Tangbewuchs. Trotzdem der Maßstab der Karten recht groß ist (1: 100 000), ist die Fülle der Einzelheiten stellenweise kaum zu übersehen.

Die mechanische Analyse der Meeressedimente scheint nach alledem zur Zeit in einem wenig befriedigenden Zustande; doch ist eine Besserung wohl nicht mehr fern, und zwar ist zunächst eine gründliche Revision der ganzen

[1]) The Danish Ingolf-Expedition vol. I, part 2, No. 3. Copenhagen 1900.
[2]) Carte lithologique sous-marine des côtes de France. 23 Blatt. Paris 1899—1902.

Methode zu erwarten. In der analogen Aufgabe der Untersuchung landwirtschaftlich nutzbarer Böden ist bereits eine vielversprechende Umwälzung vollzogen. In einer Reihe scharfsinniger Untersuchungen hat Alfr. Mitscherlich[1]) nachgewiesen, daß beim Absieben der Körnchen nicht nur eine Sonderung nach der Größe, sondern auch nach der Gestalt erzielt wird, indem je nach der Handhabung der Siebe (beim Schütteln) verschiedene Ergebnisse zu stande kommen. Die Schlämmanalyse, die mit aufsteigenden Wasserströmen von verschiedener Geschwindigkeit arbeitet, kann ebensowenig den Anspruch machen, die Bodenteilchen nach ihren Größenstufen zu ordnen, denn die Sinkfähigkeit der Teilchen richtet sich nicht bloß nach ihrer Größe, sondern auch nach ihrem spezifischen Gewicht und nach ihrer Gestalt, weshalb man vorgeschlagen hat, als Normalkörnchen Quarzkugeln von entsprechendem Durchmesser gelten zu lassen. Aber selbst wenn die Methode der Körnung und der Schlämmung das Geforderte leisteten, wäre es kaum angängig, für einen gegebenen Boden danach etwa eine mittlere Korngröße zu berechnen. Im Bestreben, einen einheitlichen physikalischen Ausdruck für zusammengesetzte Böden zu finden, hat dann A. Mitscherlich mit Erfolg versucht, die sogenannte Bodenoberfläche zu bestimmen, d. h. die Summe aller Oberflächen der einzelnen festen Teilchen, oder, was damit identisch ist, die Oberfläche des Hohlraumvolums trockener Proben, bezogen auf die Gewichts- oder auch die Volumeinheit. Je größer die Teilchen sind, um so geringer wird diese Bodenoberfläche; je mehr die Gestalt der Bodenteilchen von der Kugelform abweicht, um so größer wird sie. Also im Begriff der Bodenoberfläche, wie sie hier definiert ist, sind beide Merkmale, die Korngröße und die Korngestalt wirksam enthalten. Diese Bodenoberfläche wird an einer vollkommen ausgetrockneten Probe bestimmt entweder durch die Benetzungswärme (mit Hilfe des Eiskalorimeters) oder durch die Hygroskopizität (mit der Wage); beiden ist sie direkt proportional. Die Benetzungswärme, ausgedrückt in Kalorien für 1 g trockenen Bodens, maß Mitscherlich bei einem reinen Sandboden zu 0.98, bei einem lehmigen Sand = 1.14, bei einem sandigen Lehm = 1.53, bei einem aus Lehm ausgeschlämmten gelben Ton = 4.80, bei einem strengen Ton = 15.1, bei Moorboden = 15.27 cal. — Die Hygroskopizität wird ausgedrückt in Gewichtsprozenten Wasser; sie ist bei reinem Sand = 0.0 bis 1.0 und steigt bei lehmigem Sand auf 6 bis 8 Prozent, bei strengem Ton vulkanischer Abkunft aus Java auf 23.8 Prozent. Die letzteren Zahlen, mit der Konstante 40.6 multipliziert, geben nach Mitscherlich die sogenannte Bodenoberfläche in Quadratmeter für 100 kg Boden. Dies ist dann in der Tat ein einheitlicher und typischer Ausdruck für die physikalischen Eigenschaften eines gegebenen Bodens. Vollständig beschrieben wird dieser dann durch chemische Analyse, die nach bekannten in der Mineralogie üblichen Methoden[2]) den Gehalt an kohlensaurem Kalk, Kieselsäure, Tonerde u. s. w. feststellt.

Der den meisten marinen Sedimenten in größerer oder geringerer Menge beigemengte kohlensaure Kalk ist stets ein Produkt von Organismen. Die Art, wie Tiere und Pflanzen den Kalk aus dem Seewasser herausziehen und in ihren Geweben ablagern, ist noch keineswegs völlig aufgeklärt. Am meisten scheint die von Baumann gegebene Theorie Beifall zu finden, wobei die Organismen durch ihren Stoffwechsel Kohlensäure und zwar in der Form von kohlensaurem Ammoniak erzeugen, alsdann dem Meerwasser Calcium-Ionen entziehen und Ammonium-Ionen dafür frei geben[3]). Wie weit bei

---

[1]) Bodenkunde für Land- und Forstwirte. Berlin 1905, S. 56 f. Die leitenden Ideen rühren übrigens von Herm. Rodewald her.

[2]) Reinh. Brauns, Chemische Mineralogie, Leipzig 1896, S. 13—50. Wahnschaffe a. a. O. S. 47—95.

[3]) Brauns a. a. O. S. 379.

diesem Umsatz etwa noch Mikroorganismen beteiligt sind, bleibt zunächst eine offene Frage. Gewiß ist, daß Süßwasseralgen in kalkhaltigen Bächen Kalktuff abscheiden, indem sie des ihnen notwendigen Kohlenstoffs wegen dem Wasser die Kohlensäure entziehen, worauf der Kalk zum Niederschlag gelangt. „Es ist eine bewundernswerte Zirkulation," sagt Gustav Bischof[1]), „welcher der kohlensaure Kalk unterworfen ist. Die Seetiere scheiden ihn aus dem Meere ab und schützen ihn durch ihre organische Materie gegen die auflösende Kraft des Meerwassers. Sie bilden auf diese Weise Kalksedimente, die durch Hebung über die Meeresoberfläche kommen. Die organische Materie wird nach und nach zerstört, der kohlensaure Kalk wird wieder löslich, Meteorwasser mit ihrem geringen Gehalte an Kohlensäure lösen ihn auf, führen ihn fort, und so kommt er abermals ins Meer, um aufs neue in dieselbe Zirkulation zu treten. Gäbe es im Meere keine Kalkgehäuse bauenden Tiere, so würde sich nach und nach der durch die Flüsse ihm zugeführte kohlensaure Kalk so häufen, daß endlich eine Abscheidung auf chemischem Wege erfolgen müßte. Ein solcher Fall kann möglicherweise in jener frühen Periode unserer Erde stattgefunden haben, in der es noch kein Tierreich gab. Die Kalksilikate haltenden Gesteine sind es, von denen wir allen kohlensauren Kalk auf Erden ableiten." Jedenfalls handelt es sich da, wo wir heute scheinbar amorphe Kalkniederschläge finden, um nachträgliche Umlagerungen ursprünglich in Organismen erzeugten Kalkes, und das Wort des alten Linné: *omnis calx e vivo* und *calx est terra animalium* behält seine Geltung. Nach der Art der beteiligten Organismen unterscheidet man in älteren geologischen Formationen Korallen-, Encriniten-, Muschel-, Nummulitenkalk, Kreide u. a. m., in den modernen Sedimenten Globigerinen-, Kokkolithen-, Pteropodenschlamm, Korallensand, Nulliporen- und Serpulinenkalk u. s. f.

Auch ein großer Teil der kieselsäurehaltigen Sedimente ist organischen Ursprungs. Von den Pflanzen bauen die Diatomeen ihre schachtelartigen Frustulen, von den Tieren die Spongien ihre Nadeln, und die Radiolarien ihre oft sehr schönen Gerüste aus Kieselsäure auf. Die Organismen benutzen dazu nicht nur die in sehr geringen Mengen im Seewasser gelöste Kieselsäure, sondern auch die in den Silikaten des von den Flüssen eingeschwemmten Schlamms gebundene, wie aus Experimenten von Murray und Irvine hervorgeht[2]). Nach der Auffassung dieser beiden Forscher werden durch den organischen Stoffwechsel die Sulfate der Alkalien des Seewassers in Sulfide reduziert; die Sulfide wieder vermögen die Tonerdesilikate zu spalten und lösliche Kieselsäure in Freiheit zu setzen, die dann in den Schalen und Gerüsten aufgespeichert wird; das Aluminium muß dabei in Lösung gehen. Doch ist der ganze Prozeß auch nur Hypothese.

Wenn aber so weit verbreitete und charakteristische Bestandteile der ozeanischen Bodenablagerungen von Tieren oder Pflanzen herrühren, so ist der von Thoulet eingenommene Standpunkt nicht zu billigen, wonach grundsätzlich alle von ihm sogenannten zoologischen Einteilungen der Bodensedimente verworfen und durch ausschließlich mineralogische, d. h. rein physikalisch-chemische, ersetzt werden sollen: dies führt uns weit ab von einem natürlichen System der modernen Bodenablagerungen.

I. Die litoralen Ablagerungen.

Diese dem trockenen Land entstammenden und darum wohl auch als kontinentale bezeichneten Ablagerungen nehmen rund 33 Millionen

---

[1]) Lehrb. der chem. u. phys. Geologie, Bonn 1854, Bd. 2, S. 1139.

[2]) Proc. R. Soc. Edinburgh 1891, vol. 31, p. 229 f.

qkm oder 1/11 des Meeresgrundes ein. Die Geologen erkennen in ihnen die modernen Äquivalente der meisten älteren Sedimentärgesteine wieder. Hieraus folgt, daß die sie zusammensetzenden Stoffe in mehrfältig wiederholtem Wechsel vom Land zum Meer und wieder zum Lande zurück gelangt sind, wobei sie dann in jedem Zyklus eine starke Zerstörung, Aufbereitung und Umlagerung erleiden mußten. Diese Prozesse vollziehen sich wesentlich im Berührungssaum der beiden Elemente, im Strandgebiet. Hier sind es nicht nur alle denudierenden Kräfte des Landes, wie die Verwitterung mit ihren Zersetzungen, Lockerungen durch Sonnenbrand und Frost, partielle oder gänzlich lösende Wegspülung durch die meteorischen Wasser, glaziale und äolische Transporte; sondern dazu treten auch die abtragenden Kräfte des Meeres selbst in Gestalt der Wellenbrandung mit dem Küstenstrom, der Gezeiten-, Stau- und Soogströme. Diese alle wirken in abgeschwächter Form auch weiter seewärts und verschwinden praktisch erst in Tiefen von einigen hundert Meter. Hiernach unterscheiden wir ebenso nach genetischen, wie topischen Merkmalen nicht nur die litoralen von den hemipelagischen Ablagerungen, sondern innerhalb der litoralen noch die Ablagerungen im Bereiche des eigentlichen Strandes von denen des Seichtwassers oder der Schelfe.

a) Die Strandablagerungen.

Als Strand bezeichnen wir im folgenden den Teil des Berührungssaumes zwischen Meer und Land, der von den Meereswellen unmittelbar bespült wird und der in gezeitenbewegten Meeren die Fläche zwischen den Niveaus des Niedrigwassers und Hochwassers einnimmt; Joh. Walther[1]) hat dafür den sonst nirgends gebräuchlichen Ausdruck „die Schorre". Diese Strandablagerungen in unserem Sinne entsprechen den litoralen bei Murray und Renard.

Die obere Grenze des Wellenbereichs wird an weichem Strande meist durch wallartige Anhäufungen von Seegras, Tang, Treibholz, Muschelschalen bezeichnet; am Felsenstrande aber durch eine wagrechte, hohlkehlenartig verlaufende Nische. Über diese Bildungen selbst wird in einem späteren Abschnitt bei Darlegung der Wellen- und Brandungsvorgänge Ausführlicheres zu sagen sein. Hier genüge der Hinweis, daß durch das unterwaschene und nachstürzende Kliff der Strand mit Blöcken und Steinen bedeckt wird, die, von den Sturmwellen hin und her geworfen, zerkleinert und auf der Strandfläche in parabolischen Bahnen hin und her geschoben, auf ihre Unterlage korrodierend wirken. Im Gebiete des Stand- und Treibeises können größere Blöcke, in Eis eingefroren, leicht seewärts weit hinweg transportiert werden.

An den Felsküsten entsteht so ein Blockstrand mit Blocklagern, die besonders in den beiden Polargebieten charakteristisch auftreten. Hier kann sich sogar, bei schwachem Gezeitenhub, eine Schutthalde aus scharfkantigen Blöcken anhäufen. — Den Blocklagern ähnliche Bildungen liefert die diluviale Geschiebeformation, indem die See die lockeren Sande, Lehme und Tone wegwäscht und die größeren Geschiebe, oft Kante auf

[1]) Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. 3 Bde. Jena 1893/94. Ist im folgenden vielfach mit Vorteil benützt.

Kante getürmt in die Tiefe versunken, übrigbleiben. Sie können dann dazu dienen, den Strand gegen weiteren Abbruch durch Sturmwogen zu schützen, sobald sie nicht vom Menschen als gute Beute, unvorsichtig genug, davon geführt werden, wie früher an den Ostseeküsten leider allzu häufig geschah. — Wo besonders hohe Gezeiten mit starken Gezeitenströmen auftreten, können breite Felsflächen mit spärlichen Blöcken eine Art von Felswatten liefern, wie sie in den innersten Teilen der Fundybai große Flächen beherrschen. — In anderen Fällen bedecken sich diese Felsbühnen mit einem dichten Bewuchs von Tangen, in deren schlüpfrigem Gewebe eine charakteristische Tierwelt haust. Sturmwogen beim Hochwasserstande vermögen allerdings gerade solche Tangbüschel als Hebel zu benutzen und mit den Pflanzen zugleich die von deren Haftscheiben umklammerten Steine wegzureißen und davonzuführen. An regelmäßig vereisten Strandflächen fehlen solche Tangpolster aus leicht begreiflichen Gründen. Wo sich, wie an der öden Küste von Baffinland, sehr hohe Gezeiten mit Küsteneis zusammen finden, wirken die vom Gezeitenstrom hin und her getriebenen Eisschollen stark zerstörend auf den Strand, obwohl sie anderseits wieder in ihrem Bereich die ozeanischen Wellen so dämpfen, daß keine Brandung entstehen kann[1]). J. Thoulet wieder hat darauf hingewiesen, daß an den winterkalten Küsten von Labrador und Neufundland der Felsstrand bei Hochwasser benetzt, bei Niedrigwasser aber durch Kapillarfrost gesprengt wird, wodurch den Eisschollen stets loses Material zum Transport, wie zur Korrosion, verfügbar wird.

An derartige Blocklager schließen sich seitwärts, in die flacheren Buchten, oder seewärts in das seichte Wasser hineinreichend, die Kies- und Sandlager an. Sie regenerieren sich stetig aus den Blocklagern, wobei die Brandungswellen alle Geschiebe immer kleiner machen, bis zuletzt eine feinste Schlammtrübe übrigbleibt, die weit hinweg über die Schelfe triften kann.

Die Sandlager des Strandes bestehen weitaus überwiegend aus Quarz, je nach der Natur des näher oder ferner anstehenden Gesteins mit akzessorischen Beimengungen, wie z. B. kristallinische Gesteine oft Feldspatkörnchen und Glimmerblättchen liefern. An Kalkküsten bildet sich kalkiger Sand, der, vom Küstenstrom verschleppt, mehr und mehr aufgelöst wird. Kreideküsten liefern in den Feuersteinknollen besonders charakteristische Strandgeschiebe. An der indischen Küste bei Kap Comorin und an der Palkstraße kommen (nach Walther) stellenweise reine Granatsande vor, in vulkanischen Gegenden spezifische andere Mineralsande: so im Golf von Neapel bei Ischia und Sorrent Sanidinsand, bei Torre del Greco Olivinsand, bei Puzzuoli Magneteisensand; Richthofen erwähnt Bänder von Titaneisensand im Kalksande von Java. Eisensande werden auch an der Ostsee (nach Deecke) auf Rügen und am Ruden vor der Peenemündung, ferner in der Yedobai und im St. Lorenzgolf erwähnt: hier haben die Lager am Moisiefluß (66° W. L. an der Nordküste) sogar ein wirtschaftliches Interesse erregt und will man ihren Wert auf 50 Millionen Dollar schätzen. — Alle diese Sande pflegen sehr locker

---

[1]) R. S. Tarr, Am. Journ. of Science vol. 3, 1897, p. 224.

zu sein, da die feinste tonige Trübung ausgeschlämmt wird. Infolgedessen liefern sie, bei Niedrigwasser trocken fallend, den Stoff zum Aufbau von Dünen. In der Regel sind die Sandlager gangbar, sie werden auf langen Strecken bei niedrigem Wasserstande sogar für Fuhrwerk benutzt; nur wo etwa Grundwasser aufquillt, sind Triebsandstellen in der feuchteren Jahreszeit sehr gefährlich.

Außerhalb des Bereichs starker Wellenbewegung, also am Strande tieferer Buchten oder hinter Sand- und Dünenzungen, bilden sich Schlicklager, die aus der feinsten tonigen Trübung, die im Seewasser schwebt und auch aus Flußmündungen ergänzt wird, niedergeschlagen sind; sie zeichnen sich durch einen großen Bruchteil organischer Beimengung aus. Ehrenberg fand bei mikroskopischer Untersuchung des Schlicks von den Nordseewatten, „abgesehen von allem Organischen, das durch Umwandlung nach dem Tode unkenntlich geworden sein mag und sein muß“, noch 1/20 des Volums bestehend aus deutlich erkennbaren Kieselschalen von Diatomeen. Im Hafen von Emden soll nach Prestel die in jeder Ebbezeit abgesetzte Schlickschicht fast zu 6/10 aus „Infusorienpanzern“ gebildet sein. Die daraus entstandene Marscherde zeigt große örtliche Verschiedenheiten, von dem braunen, schweren, zähen, wasserbindenden *Klei* bis zum festen bläulichen oder roten *Knick*, der dem Pflug widerstrebt, aber an der Luft getrocknet zu feinem Pulver zerfällt. Die dunkle, oft sogar tiefschwarze Färbung des Schlicks ist den organischen Beimengungen zuzuschreiben. Tropische Küsten, die mit Mangrovedickichten besetzt sind, treten als unübertreffliche Schlickfänger auf und nur, wo Flüsse aus dem Lateritgebiet des Inneren, wie der Tocantins, dicke rötlichgelbe Lehmwolken seewärts hinauswälzen, fand ich auch zwischen den Mangrovenwurzeln den Schlick heller gefärbt. Im Schutze der Korallenriffe des Roten Meers sah Walther stellenweise einen zähen gelblichgrauen Tonbrei Strand und Buchten erfüllen.

Ganz aus vegetabilischen Substanzen sind nur beschränktere Teile des Meeresstrandes aufgebaut. Die Nordpolarfahrer berichten uns von gewaltigen Treibholzlagern in Spitzbergen, Ostgrönland, Nordisland, dem arktischen Amerika; die meist nordsibirischen Nadelhölzer vermögen sich im arktischen Klima lange Zeit zu erhalten, während tropische Treibhölzer sehr rascher Verwesung erliegen. Ganze Torflager aus marinen Tangen bilden sich an der Küste der Vendée zwischen La Chaume und Les Granges, bei Finisterre im Inneren der Bucht von Teven und in der Ljamtschinabucht auf der Waigatschinsel[1]).

Unter den zoogenen Ablagerungen sind die kalkigen Erzeugnisse der riffbauenden Korallen und ihrer Lebensgemeinschaft am bedeutsamsten. Sie bauen nicht nur ein Saumriff entlang den Festland- und Inselküsten auf, sondern schaffen ganze Inseln im offenen Ozean, der mit seinen Brandungswogen die Riffe abbricht, zerkleinert und mit den Resten der Kalkalgen und zahlreicher großer und kleiner Schalträger, Muscheln, Schnecken, Krabben und Krebsen, Echiniden, Serpulinen, Foraminiferen, zusammenmengt zum Korallensande. An diesem scheinen stellenweise die im Flachwasser und zwischen den Tangen lebenden dickschaligen

[1]) **Walther, Einleitung u. s. w. III, S. 854.**

Foraminiferen den größten Anteil zu liefern, wie Semper von den Palauinseln, Dana von australischen Küsten- und Inselstränden, ich selbst von den Bermudas berichten konnte. Berühmt sind die schneeweißen Muschelsande vom Strande der östlichen Kanarien, die Karl v. Fritsch beschrieben hat und die ähnlich auch auf Fernando Noronha vorkommen sollen.

Chemische Abscheidungen (halmyrogene Produkte) sind im Strandgebiet selten. So die von Joh. Walther erwähnten schwarzen Rinden, die sich am Strande von Nizza auf den Dolomitfelsen, namentlich an kieselhaltigen Stellen bilden, oder die ebenfalls von ihm beschriebenen Kalkoolithe auf der Reede von Suez, wo sie wahrscheinlich unter Beteiligung der durch Stoffwechsel- oder Fäulnisprodukte dem Seewasser zugeführten Natrium- und Ammoniumkarbonate in der von G. Linck[1]) auseinandergesetzten Weise entstehen, indem der Kalk aus dem Meerwasser um einen Kern von Quarz-, Feldspat-, Granat-, Magneteisenteilchen, Kieselnadeln- oder Foraminiferenresten herum abgeschieden wird. Ähnliche Oolithlager bilden sich nach Alex. Agassiz auch auf den Keyinseln westlich von Florida (Fig. 24), nach L. v. Buch am Strande von Gran Canaria, nach Dana an vielen pazifischen Koralleninseln.

Fig. 24.



Rezenter Oolith von Florida (natürl. Gr.).

Seesalzlager kommen als natürliche Gebilde des Strandes nur sehr selten und dann stets nur in kleinen Dimensionen oder auch nur vorübergehend vor. Von den Küsten des Roten Meers haben Walther und vor ihm Schweinfurth[2]) solche beschrieben, andere werden von der chilenischen Küste südlich von Coquimbo und vom Ran von Catch erwähnt. Bemerkenswert ist die von jeder Springflut mit Seewasser gefüllte Kraterpfanne der Kapverdeninsel Sal, wo ein überaus trockenes Klima das Seewasser rasch zum Verdunsten bringt, so daß sich Steinsalz und Gips abscheidet[3]). — Eine ungleich weitere Verbreitung haben die künstlichen Salzgärten zur Seesalzgewinnung im großen gewonnen. Daß die fossilen Steinsalzlager, wie Joh. Walther u. a. meinen, nicht marinen, sondern kontinentalen Ursprungs und Erzeugnisse der abflußlosen Landschaften vergangener Erdperioden seien, ist zu bezweifeln, sowohl wegen der Massenhaftigkeit und Reinheit des abgeschiedenen Chlornatriums, das eintausend Meter mächtige Schichten einnehmen kann, wie auch wegen der abweichenden chemischen Zusammensetzung der heutigen Wüstensalze. Die fossilen Steinsalzlager scheinen sich unter ganz anderen räumlichen Bedingungen abgeschieden zu haben, als heute irgendwo an den Küsten der Ozeane oder Nebenmeere zu finden sind. Man wird an Konfigurationen denken

[1]) Neues Jahrb. f. Min. 1903, Beilageband 16, S. 495 ff.
[2]) Zeitschr. Ges. f. Erdk. 1865, S. 347.
[3]) K. v. Fritsch, Allgem. Geologie, S. 228.

müssen, wie sie der Adji-darja mit dem Karabugas an der Ostseite des Kaspischen Sees darbietet, nur in den Ausmessungen ins Riesige vergrößert.

b) Die Schelfablagerungen.

Aus den am Strande gebildeten Materialien setzen sich vorzugsweise die Ablagerungen auf den breiter oder schmäler entwickelten Schelfflächen zusammen, die die ozeanischen, wie nebenmeerischen Flanken der Kontinente umsäumen. Hierbei sind in der Regel die seichteren Teile, namentlich die Bänke und auch viele Meeresstraßen, mit den Abarten von gröberem Korn bedeckt, während alles Feinere in die Eintiefungen, Mulden und Furchen verschwemmt wird. Die hierbei kräftigsten Agentien sind die Gezeitenströme, die nicht nur den feineren Schlick und Schlamm und die Sande hin und her schieben, sondern auch selbst erodierend auf den Untergrund einwirken, wo die Strombahnen seitliche Einengungen erleiden[1]). Dann liegt, wie in der Fundybai auch in 100 m, oder im Ärmelmeer noch in 80 m der Felsgrund bloß und blank da, und das Lotblei des Schiffers, der sich im Nebel seinen Weg austastet, zeigt statt einer Grundprobe nur zerstoßene und eingekerbte Kanten. Nicht immer ist das, was unsere Seeleute Riffgrund nennen, felsiger Boden, sondern öfter meinen sie damit nur einen sehr festen Ton, der am Handlot nicht recht haftet, wie beispielsweise der Borkumriffgrund vor der Emsmündung. — Der Windstau, der den Wasserstand am Strande erhöht, bewirkt eine am Boden seewärts gerichtete Gegenströmung (den Soog), die alles Bewegliche vom Strande hinweg zu fegen bemüht ist, während die Oberflächentrift alles Schwimmende und Treibende an den Strand drängt. Dieser Unterstrom wäscht in der Ostsee die Stein-, Sand- und Grandbänke rein von allen organischen Verwesungsresten der gerade dort meist üppig entwickelten Pflanzen- und Tierwelt und sammelt den schwarzen Moder oder *Mud* in die benachbarten Vertiefungen, wo der Verwesungsprozeß weiter fortschreitet und, zumal wenn es sich um ringsum abgeschlossene tiefere Mulden handelt, übelriechenden Schwefelwasserstoff entwickelt. Dieser Moder charakterisiert auch die submarinen Furchen, wie denn den auf Neuyork segelnden Kapitänen die *mud-holes* in der Hudsonfurche während der dort recht häufigen Nebel eine willkommene Orientierung darbieten. — Wie zoologischen Beobachtern seit lange bekannt ist, trägt die Fauna der Sandbänke selbst dazu bei, den Boden beweglich zu erhalten; namentlich von den Röhrenwürmern, Taschenkrebsen und den herdenweise auftretenden Plattfischen weiß man, daß sie den Sand, in den sie sich einzugraben pflegen, aufwirbeln, um ihre Nahrung zu suchen. Daß Sturmwellen in der Nordsee oder auf der Neufundlandbank das Wasser bis zum Boden noch in 50 m Tiefe aufrühren, ist den Seeleuten wohl bekannt, denn die auf Deck hinauf schlagenden Sturzseen hinterlassen Sandkörner.

Auch das Land selbst entsendet mit seinen Staubstürmen feinsten Sand, der sich in Gestalt abgerollter Quarzkörnchen auf den Schelfablagerungen rings um Afrika und Australien recht häufig findet, aber auch weiter in den Ozean hinaus gelangen kann. Die Flüsse tragen nicht nur

---

[1]) Vergl. meine Ausführungen in Petermanns Mitt. 1889, S. 129 ff.

ebenfalls ihre Sedimente in die See, sondern auch Treibhölzer, Blätter, Zweige, Früchte, Schilf und Röhricht, die von den Riesenströmen der Tropen öfter in schwimmenden Inseln einige hundert Kilometer weit von der Mündung weggetriftet gefunden worden sind: so namentlich vor dem Kongo- und Amazonenstrom. Jedenfalls gehören deshalb Einschlüsse von Landpflanzen zu den gewöhnlichen Merkmalen der Seichtwasserablagerungen. In den Wurzeln der treibenden Bäume und Büsche werden aber auch erdige Teile, ja einzelne Steine oft weithin über die Schelfflächen hinaus in die Ozeane verfrachtet, so daß sie sogar in die Tiefsee gelangen können. Ist doch im Sommer 1892 eine solche Schilf- und Waldinsel mit dem Golfstrom über 1000 Seemeilen weit von der amerikanischen Küste hinweggeführt worden[1]).

Alle, auch die feinste, fluviatile Trübe schlägt sich jedoch in der nächsten Nähe der Mündungen nieder, denn das Seewasser hat, wie alle Elektrolyte, die merkwürdige Eigenschaft, mechanische Trübungen in der kürzesten Zeit abzuscheiden, auch wo die vorhandene Wasserbewegung noch ausreichen würde, die Sedimente schwebend zu erhalten[2]).

Schon W. H. Sidell hatte bei seinen stromtechnischen Arbeiten im Mississippidelta 1837 bemerkt, daß der Absatz der vom Flusse in die See geführten Sinkstoffe rascher erfolgte, als durch Abnahme der Stromgeschwindigkeit allein zu erklären war, und durch vergleichende Versuche mit Salzlösungen festgestellt, daß es die gelösten Zusätze zum Wasser sind, die diesen Niederschlag beschleunigen. Aus G. Bodländers umfangreichen Experimenten ist zu entnehmen, daß in dem Salzgemisch des Seewassers nicht das überwiegende Chlornatrium, sondern die anderen Salze den kräftigsten Einfluß ausüben. Um die Absatzintensität auszudrücken, ordnet er die wirksamen Stoffe nach der Menge in mg, die als Zusatz erforderlich ist, um aus 100 cc Kaolinsuspension den Kaolingehalt doppelt so stark zu erniedrigen, als in der gleichen Zeit ohne Zusatz geschehen war. Er erhielt folgende Stufenfolge: Chlormagnesium 2.71, Magnesiumsulfat 13.35, Chlorkalium 30.60, Chlornatrium 32.39. Wie man sieht, steht an Klärfähigkeit das Chlormagnesium allen weit voran. Sehr wichtig ist, daß schon geringe Zuführungen von Kohlensäure außerordentlich beschleunigend auf die Klärung wirken, da im Meerwasser dies atmosphärische Gas stets reichlich vertreten ist. — Die Einwirkung der Temperatur ist unwesentlich; erst sehr beträchtliche Erwärmung der Suspension um mehr als 30° ergab eine etwas beschleunigte Abscheidung. — Es ist einer der überzeugendsten und sichersten Vorlesungsversuche, je eine Messerspitze voll feinen Ton in zwei Reagenzgläser zu bringen, von denen das eine mit destilliertem, das andere mit Seewasser oder einer schwachen Salzlösung aufgefüllt wird, und die Gläser nach kräftigem Durchschütteln eine Viertelstunde stehen zu lassen, worauf die Wirkung deutlich hervortritt. Aber daß auch in Seewasser nach einigen Wochen noch keine absolut vollkommene Abscheidung der feinsten Suspension erfolgt, ist nicht schwer festzustellen und wichtig im Gedächtnis zu behalten.

---

[1]) Petermanns Mitt. 1893, S. 44.

[2]) Vergl. hierüber das Sammelreferat von K. Weule in Ann. d. Hydr. 1896, S. 402—413; dazu G. Bodländer, N. Jahrb. f. Min. 1893, 2, S. 147 ff.

Als akzessorische Bestandteile, die aber örtlich die echt terrigenen Ablagerungen teilweise oder völlig verdrängen können, finden sich in den Schelfsedimenten zunächst die vulkanischen Auswürflinge aller Art ein. Die feinen Aschen lagern sich als Tuffe oft noch in größeren Entfernungen vom Eruptionspunkte ab, die schwimmfähigen Bimssteine können die größten Strecken durchmessen, worauf später noch zurückzukommen ist. Alle, auch die gröberen, Auswürflinge und die Laven werden durch das Seewasser allmählicher chemischer Zersetzung und Lösung unterworfen, wobei die widerstandsfähigeren Mineralien herauspräpariert werden, wie das Walther von den rostgelb angewitterten Olivinkristallen basaltischer Laven bei Torre del Greco näher beschrieben hat.

Auf den Schelfflächen der höheren Breiten beider Hemisphären nehmen die glazialen Geschiebe einen bedeutenden Raum ein. Der nordsibirische Schelf, die Bodenfluren der Barentssee, der Ostsee, der Hudson- und Baffinbai sind durch Treibeis mit Geschieben bestreut, die oft eine beträchtliche Größe besitzen. R. S. Tarr schätzt die vom Treibeis des Labradorstroms mitgeführten steinigen und erdigen Teile auf mindestens $^1/_{100}$ des Schollenvolums, oft war die Hälfte aller sichtbaren Schollen durch geringere oder größere Mengen von Detritus gefärbt, die teils vom Strande stammten, teils als feine Staubmassen vom Lande heraufgeweht waren. Diese Massen kommen dann mit den von den Eisbergen herbeigeführten Geschieben unterwegs und zuletzt auf und bei der Neufundlandbank zur Aolagerung. Bezeichnend für die heimischen Gewässer ist ein von Forchhammer erzählter Befund aus dem Sunde bei Kopenhagen, wo das Wrack eines im Jahre 1807 in die Luft gesprengten englischen Kriegschiffes 37 Jahre später von Tauchern untersucht und voller Steine gefunden wurde, die stellenweise in großen Haufen übereinandergetürmt lagen. Die Taucher versicherten, noch auf allen längere Zeit am Boden des Sundes gelagerten Wracks solche Steine bemerkt zu haben. Eine gewisse Berühmtheit haben die von Helmersen naher verfolgten Irrwege großer Felsenblöcke im Finnischen Golf erlangt. So der große Granitblock von 4.2 m Breite und 2.1 m Höhe im Gewicht von etwa 82 Tonnen, der im Frühjahr 1838 auf der Ostküste der Insel Hochland angetrieben war; oder ein noch größerer, der nach einem schweren Sturm im Februar 1869 auf der Nordspitze der Insel Groß Tjuters strandete und 60 cbm Volum, also über 150 Tonnen Gewicht besaß[1]). — Besonders bedeutsam sind die glazialen Geschiebe auf den Schelfflächen vor dem antarktischen Festland, von dessen geologischem Aufbau sie damit deutliche Kunde geben. Wie noch später zu erwähnen, tragen die Eisinseln der hohen Südbreiten solche petrographischen Zeugnisse weit hinaus in die benachbarten Ozeane.

Über die wesentlich glazialen Bodenablagerungen der heimischen Meere haben wir ältere Untersuchungen von T. H. Behrens, der die Grundproben der Pommeraniaexpedition bearbeitete[2]), und von Gümbel über Grundproben der Fahrten des Kanonenboots „Drache" in der Nordsee. Sehr eingehend

---

[1]) Mehr davon bei Eug. F. Piccard, Beiträge zur physischen Geogr. des Finnischen Meerbusens. Kiel 1903 (Inaug.-Dissert.).

[2]) Jahresberichte der Kieler Kommission I, 1873, S. 57—63.

sind die Darstellungen von Dr. C. G. Joh. Petersen für den Bereich des Kattegats und der Dänischen Beltsee[1]). Von modernen Gesichtspunkten aus hat dann Henrik Munthe die Bodenproben der schwedischen Expedition in der Ostsee unter F. L. Ekman im Sommer 1877 bearbeitet[2]). Die Proben waren senkrecht ausgestanzte Säulen von bisweilen großer Länge, die die Schichtung des Sediments erkennen ließen. Es handelte sich meistens um mehr oder weniger sandige Lehme und Tone aus umgelagertem glazialem Material, das im Skagerrak bodenbewohnende Foraminiferen enthielt, die aber weiter südwärts verschwanden und mehr und mehr durch Diatomeengehäuse ersetzt wurden. Die eigentlichen Ostseeböden waren demgemäß auffallend arm an Kalk (zwischen 0 und 2½ Prozent), gegenüber 5 bis 12.8 Prozent in den Sedimenten des Kattegats und Skagerraks, wie das auch aus Behrens' und Rördams Untersuchungen hervorgeht. Es gilt das aber nur für die obersten, seit der Litorinazeit abgelagerten Schichten. In der Tiefe nimmt öfter der Kalkgehalt beträchtlich zu, und wie aus eingeschlossenen Tierresten hervorgeht, sind deutlich glaziale Mergel mit 8.5 bis 14.8 Prozent Kalk um Bornholm und Öland unter den modernen kalkarmen Schichten vorhanden. In dieser Gegend sind zweimal auch Ablagerungen der Litorinazeit mit 0.3 und 0.4 Prozent Kalk nachgewiesen, während ein sehr kalkreiches, sandiges Sediment (14.4 Prozent) der Ancyluszeit nahe der Südspitze von Gotland gefunden wurde. — Einen Teil der auf den neuen deutschen Terminfahrten durch Nord- und Ostsee gesammelten Bodenproben hat Dr. E. Küppers[3]) kürzlich untersucht; doch müssen noch weitere Arbeiten dieser Art folgen, ehe allgemeine Schlüsse möglich sind. Die ersten Bestimmungen der Hygroskopizität ergaben für die Sande der Ostsee und Nordsee 0.1 bis 1.0, für den Mud der Ostseemulden 8.3 bis 15.2.

Nicht weniger bedeutsam sind in den warmen Meeresgebieten die Korallensande, die die Oberfläche weit ausgedehnter Bänke in den westindischen Gewässern, namentlich im Bereiche der Bahamainseln, sowie im australasiatischen und südwestpazifischen Gebiet überdecken. Die Korallenriffe aber sind nicht die einzige Quelle für derartige Kalksedimente; die Tier- und Pflanzenwelt des immer reich besiedelten Flachseebodens ist imstande, solche selbst und so massenhaft zu produzieren, daß auf großen Flächen nicht mehr von terrigenen Ablagerungen die Rede sein kann, sondern von benthogenen. Bedeutsam werden dafür die namentlich in den Tropen und Subtropen sehr verbreiteten Kalkalgen. Auch an der Nordküste der Bretagne östlich von der Ile de Bas bis zum Kap La Hague hin und auch bei Belle Ile sind solche überwiegend von Nulliporen gebildeten Kalklager unter dem Namen *Maërl* bekannt; sie enthalten bis zu 95 Prozent kohlensauren Kalk und bis zu 15 Prozent kohlensaure Magnesia, und dienen als Dünger. Seltener sind Bryozoenkalke, wie sie die Challengerexpedition von Tristan da Cunha, den Marion- und Prinz Eduardinseln beschreibt, und die Serpulinenkalke um Bermudas, die Azoren, auf der Agulhasbank, bei Neuguinea und sonst. Von den Ablagerungen teils planktonischer teils benthonischer Foraminiferen wird in anderem Zusammenhange später zu sprechen sein.

An diesen auf den Schelfflächen abgelagerten terri- oder benthogenen

[1]) Det videnskabelige Udbytte af Kanonbaaden „Hauchs“ Togter, I, Kopenhagen 1889. Nachtrag von Rördam ibid. II, 1889.

[2]) Kgl. Svenska Vetensk. Akad. Handl. Bd. 27, Nr. 2, Stockholm 1894.

[3]) Wissensch. Meeresunters. der Kieler Kommission, Band 10, 1906, S. 1.

Sedimenten gehen noch stetige Umformungen vor sich sowohl mechanischer, wie chemischer Art. Wie die Wellenbewegung zerreibend tätig ist, war schon bei den Strandablagerungen hervorgehoben; sie erlischt erst am Schelfrande in größeren Tiefen. Zerkleinernd und zerstörend auf die Reste von Organismen, auch mit harten Kalkschalen versehener, wirken zahlreiche am Meeresgrunde lebende Raubtiere ein: Fische, die mit gewaltigem Gebiß die Muscheln zerkauen, oder wie der Schellfisch sie ganz verschlucken und die Schalentrümmer wieder ausspeien, oder Krebse, die alle Kalkpanzer mit kräftigen Scheren zerbrechen, Seeigel, die den Austern nach stellen, und endlich die zahlreichen Schlammbewohner, die alles so Zerkleinerte noch durch ihren Darmtraktus passieren lassen, um die letzten organischen Substanzen zur Nahrung herauszuziehen. Daß auch das Seewasser selbst lösend wirkt, werden wir bei Darstellung der eigentlichen Tiefseeablagerungen noch näher feststellen. Von der alles umbildenden, hier zersetzenden, dort aufbauenden Tätigkeit der Bakterien in den Meerestiefen haben wir gegenwärtig noch unvollkommene Begriffe. Es dürfte aber eine Zeit kommen, wo man ihre Bedeutung um so höher einschätzen und auch — übertreiben wird. Joh. Walther will ihnen sogar schon die Dolomitisierung der Korallenkalke, d. h. die Einführung von Magnesia in die kohlensauren Kalke, zuschreiben; wir konnten schon eben beim Maërl darauf hinweisen, wie reich an Magnesia die Nulliporen sind. Daß aber Bakterien an der Abscheidung von eisen- und schwefelhaltigen Niederschlägen beteiligt sind, ist als sicher erwiesen zu betrachten. Ob jedoch die weit verbreiteten manganhaltigen Überzüge, die sich an den freiliegenden Teilen von Steinen, Muschel- oder Kalkalgenscherben bilden und leicht abwischen lassen, durch Bakterien abgeschieden sind, mag dahingestellt bleiben; schon Winogradsky hat nachgewiesen, daß die Eisenbakterien des Süßwassers gerade so, wie sie Ferrokarbonat zu Ferrihydroxyd oxydieren, auch die entsprechenden Manganverbindungen umsetzen. Nach den Untersuchungen von Sir John Murray und Rob. Irvine[1]) hätte man es mit rein chemischen Umlagerungen zu tun aus Manganverbindungen, die teils mit dem Flußwasser gelöst, teils mit terrigenem oder vulkanischem Detritus in die See gelangt sind. Von den Maneisenkörnchen der tieferen Meeresteile wird später mehr zu sagen sein, ebenso von den durch besondere chemische Prozesse im Bereiche auch der Seichtwasserablagerungen erzeugten Glaukoniten und öl- oder petroleumhaltigen Schichten.

Dagegen ist hier die Stelle, um von den Phosphatkonkretionen zu sprechen. Die Challengerexpedition erhielt sie in großer Zahl und oft beträchtlichen Dimensionen (bis zu 6 cm Durchmesser), meist von wunderlich unregelmäßiger Gestalt, außen von glasigem Ansehen, gewöhnlich mit dünnem Anflug von schmutzig braunen Eisen- und Manganoxyden. Der Gehalt an phosphorsaurem Kalk ($Ca_3\ 2\ PO_4$) erreicht 50 Prozent. Die Challenger- und Gazelleexpedition fanden sie besonders reichlich auf der Agulhasbank, Alex. Agassiz (auf dem V. S. D. Blake) entlang den atlantischen Küsten von Nordamerika bis in die Floridastraße hinein, und Murray ist deshalb der Meinung, daß sie

[1]) Trans. R. Soc. Edinb. vol. 37, 1893, p. 721 f.

auf solchen Schelfflächen zur Ausbildung gelangten, wo starke Schwankungen in den Wassertemperaturen häufig sind und dadurch ein Massensterben unter den Organismen des Planktons wie auch unter den Fischen hervorgerufen werde. Ein besonders starkes Fischsterben dieser Art hat die atlantischen Küstengewässer der Vereinigten Staaten im Frühling 1882 betroffen. Durch Zersetzung der organischen Substanz scheiden sich dann Phosphate aus und zwar schichtweise um irgend einen Kern, der sowohl organischen, wie mineralischen Ursprungs sein kann. Ist diese Erklärung[1]) richtig, so sind solche Phosphatablagerungen auch an der ozeanischen Küste der Japanischen Inseln zu erwarten, wo ebenfalls starke Schwankungen in der Lage der kalten und warmen Meeresströmungen bekannt sind.

II. Die hemipelagischen Ablagerungen.

Wie sich die feinsten Sedimente im Bereiche der Festlandschelfe in den muldenartigen Vertiefungen, den Furchen und den zur Tiefsee hinabführenden Rinnen ablagern, so werden sie weiterhin an den Kontinentalböschungen von mehr als 200 m Tiefe vorherrschend und können, wenn der Schelf schmal ist, auch in die Tiefsee bisweilen in mehr als 4000 m Tiefe hinausreichen. Anderseits aber erfüllen sie mit ihren verschiedenen Abarten alle Eintiefungen der Nebenmeere, sowohl die geräumigen und tiefen Kesselbrüche der großen Mittelmeere, wie die auf der ozeanischen Seite der Randmeere vielfach angeordneten Becken und Rinnen. Hier wie sonst zeigt sich ihre Eigenschaft, hinüberzuleiten zu den echten Tiefseeablagerungen der offenen Ozeane: es mischen sich in ihnen die noch reichlichen terrigenen Sedimente mit den wesentlich planktogenen der Hochsee. Nach meinen planimetrischen Ausmessungen beherrschen sie 55 bis 56 Millionen qkm oder 15.4 Prozent der gesamten Meeresfläche, indem auf die Nebenmeere 16 ½, auf die Ozeanränder 39 Millionen qkm kommen. Alle diese Areale können nur in sehr abgerundeten Zahlen ausgedrückt werden, da schärfere Grenzlinien, besonders gegen die Tiefsee hin, ohne große Willkür nicht zu ziehen sind.

Soweit es sich um wesentlich terrigenen Schlick handelt, unterscheiden Murray und Renard drei Hauptarten nach der Farbe: blauen, roten und grünen Schlick. Von diesen stehen sich der blaue und rote Schlick nahe, auch der dunkelgraue Vulkanschlick gehört zu ihnen. Der grüne Schlick, oft von etwas göberem Korn und dann Grünsand zu nennen, gibt eine zweite Art. Als dritte fügen wir den Kalkschlick und Kalksand hinzu, denen auch der Korallensand beizuzählen ist. Außerdem haben wir uns auch hier der nur örtlich noch bedeutsam werdenden akzessorischen Beimengungen glazialen und halmyrogenen Ursprungs zu erinnern. Immer sind terrigene Materialien noch charakteristisch; auch vertriebene Reste der Landvegetation in Gestalt von Zweigen, Blättern, Früchten oder Schilf fehlen gleichfalls nicht und haben moderne Tiefseeforscher, wie Moseley im Karibischen Becken und Alex. Agassiz vor den pazifischen Küsten Amerikas, gelegentlich sehr überrascht, doch sind diese submarinen

[1]) Murray im Geogr. Journal. London 1898, Bd. 12, p. 129; Murray u. Renard a. a. O. p. 397 f.

Vorboten der Landnähe längst nicht so häufig und verbreitet, wie in den litoralen Ablagerungen.

Was die im folgenden, wie schon seit vielen Jahren, von mir konsequent durchgeführte terminologische Unterscheidung von Schlick und Schlamm betrifft, so habe ich sie dem Sprachgebrauch an unseren deutschen Seeküsten angepaßt: als Schlick sind die dem Festland nahen bündigen Ablagerungen feinsten Korns, als Schlamm mehr lockere, also auch von schwach bewegtem Wasser leicht aufrührbare Sedimente verstanden. Ich übersetze also das englische *mud* (niederdeutsch Modde) mit Schlick, *ooze* mit Schlamm. Joh. Walther ist gerade umgekehrt verfahren, Futterer in seinem trefflichen Auszuge aus Murray und Renards Werk übersetzt *ooze* mit Erde, *mud* mit Schlamm; ihm ist u. a. Penck gefolgt. — Bei Al. Agassiz finden sich gelegentlich noch die Bezeichnungen *silt* und *slab*, wobei *silt* ganz feinen terrigenen Schlick, *slab* aber biogenen Schlamm bedeutet.

1. Der dunkle oder blaue Schlick ist nach Murray und Renard in der frischen Grundprobe meist blau oder schieferfarben oder graugrün, die oberste Schicht dabei von rötlicher oder bräunlicher Färbung. Die blaue färbende Substanz führt auf zersetzte Organismen zurück, und zwar beruht sie auf einer fein verteilten Beimengung von Schwefeleisen. In der Tat weisen viele dieser Schlickproben, frisch der Lotröhre oder Dredsche entnommen, auch einen mehr oder weniger ausgeprägten Geruch nach Schwefelwasserstoff auf. Die rötliche Nüance der obersten Schicht wird auf reichliche Anwesenheit von Eisenoxyden oder Eisenhydraten zurückgeführt, die sich aber tiefer im Boden, wo die organische Substanz intensiver zersetzt ist und sich auch reichlicher ansammelt, unter Reduktion der höheren Oxyde in Eisensulfide umwandeln. In getrocknetem Zustande verändert dieser dunkle Schlick seine Farbe in ein deutlicheres Grau oder Braun, indem sich die Eisensulfide an der Luft oxydieren. Im einzelnen ist dieser Schlick von sehr wechselnder Beschaffenheit, namentlich auch, was den Gehalt an Kalkkarbonat anbelangt. Es kann dieser von geringen Spuren bis zu $^1/_3$ des Ganzen wachsen, sodaß zuletzt geradezu von Mergelschlick gesprochen wird. In vielen Becken der großen Mittelmeere geht bei weiterer Steigerung des Kalkgehalts das Sediment schrittweise in Kalkschlick über, ohne daß eine örtlich scharfe Grenze bestünde. Die Kalkbeimengungen des dunkeln Schlicks rühren teils von Foraminiferen, sowohl planktonischen wie benthonischen her, teils von Echiniden, Lamellibranchiaten, Ostracoden, teils auch von Kokkolithophoren. Gümbel fand in Proben aus der norwegischen Rinne, die das Kanonenboot Drache aus mehr als 300 m Tiefe gesammelt hatte, so reichlich Foraminiferen der Art *Uvigerina pygmaea*, daß er geneigt war, für diese Ablagerung den Namen Uvigerinenschlamm zu gebrauchen, während an einer anderen Stelle die wohlbekannte pelagische *Globigerina bulloides* vorherrschte: doch stieg der Gehalt an Kalkkarbonat auch nur auf 13 bis 14 Prozent, und die terrigene Abkunft des Sediments war durch zahlreiche Quarzkörnchen, Glimmerschüppchen, Hornblendenädelchen, wie sie den im benachbarten norwegischen Gebirge anstehenden Gesteinen entsprachen, doch deutlich ausgeprägt, und die Hälfte der Masse bestand aus ganz feinem Ton. Nach Murray und Renard nahmen bei 58 hierher zu rechnenden Proben der Challengerexpedition diese feinsten Abschlämmteilchen mit der Meeres-

tiefe deutlich zu: sie betrugen bei 12 Proben aus weniger als 500 Faden (915 m) 53 Prozent, bei 9 Proben aus mehr als 2500 Faden (4570 m) fast 70 Prozent. Im Mittelwert hatten alle Proben einen Gehalt an Kalkkarbonat von 12½ Prozent, woran die pelagischen Foraminiferen mit 7½, die benthonischen mit beinahe 2, andere Organismen mit etwas über 3 Prozent beteiligt waren; der in Salzsäure unlösliche Rest (= 87½ Prozent) bestand aus wenig kieseligen Organismen (3.3 Prozent), Mineralien (22½ Prozent), in der Hauptsache (61.8 Prozent) aber aus feinstem Tonschlamm.

Unter den ozeanischen Randfluren besitzen diesen dunkeln Schlick in größeren Flächen im Pazifischen Ozean die Gebiete zwischen den Galápagosinseln und Acapulco oft über 200 Seemeilen von der Küste seewärts, im Indischen ist der Bengalische und Arabische Golf, und nicht nur die Mosambikstraße, sondern auch nach den Befunden der deutschen Südpolarexpedition eine breite Strecke südlich von Madagaskar bis zur südafrikanischen Küste hin dieser Bodenformation zuzuzählen. Nächstdem dürften wohl die höheren Südbreiten ein typisches Feld des dunkeln Schlicks sein. Die modernen antarktischen Expeditionen erwähnen ihn zumeist schon bei 59° S. B., wobei allerdings auch noch weiter südwärts kleine vereinzelte Vorkommnisse von kalkreichem pelagischem Sediment festgestellt sind. Die Proben der schottischen Südpolarexpedition sind nach J. H. Harvey Pirie tonige Sedimente von typischer Farbe und Zusammensetzung, indem die ausgeschlämmten Mineralteilchen von mehr als 0.05 mm Größe zwischen 10 und 20 Prozent, die allerfeinsten Abschlämmteilchen von weniger als 0.02 mm den großen Rest bilden. Auch für dieses feinste Schleifmehl glazialer Abtragung ist der Transport vom Festland her durch Treibeis und Strömungen unbezweifelbar. Gröbere Geschiebe mit Kritzen und Schliffen, bestehend aus echt kontinentalen Gesteinen, fehlten darin nicht: sie bestanden aus alt- und jungvulkanischen Massengesteinen, kristallinischen Schiefern aller Art, Kalksteinen, Grauwacken, Quarziten und anderen Sandsteinen, die oft in zentnerschweren Blöcken aus den Dredschsäcken hervorgeholt wurden. An einigen Stellen nordwärts von Coats Land fanden die Schotten blauen Schlick, der von auffälliger Feinheit und Homogenität war, so daß sie in ihm einen Übergang zu dem der großen Meerestiefe entsprechenden roten Tiefseeton erblicken wollten: in diesem Gebiete waren auch die Eisberge auffallend seltener, so daß das Wasser die feinste Trübe zumeist allein abzuscheiden hatte. — Das Areal dieses Schlickringes der hohen Südbreiten ist allein auf 13 bis 14 Millionen qkm anzugeben, während jeder der drei offenen Ozeane noch je 8 bis 8½ Millionen qkm davon besitzt.

Von den Mittelmeeren gehört hierher zunächst das arktische Zentralbecken, wo sich nach Nansen ein brauner Tonschlick, mit sehr geringem Kalkgehalt (1 bis 3 Prozent, nur einmal 5) und ohne Schalreste von Seetieren, als ein fossilleeres, weitaus überwiegend aus Mineralteilen bestehendes Sediment absetzt. Auffällig ist dabei, wie Nansen hervorhebt, daß am sibirischen Schelfhange bis zu 1400 m Tiefe hin der braune Ton von einer 10 bis 11 cm mächtigen Decke grauen Tons überlagert wird, worin sich auch vereinzelte bodenbewohnende Foraminiferen fanden. Nansen erklärt diese graue Abart als Wirkung einer neuzeitlichen Hebung der kontinen-

talen Küste, die dabei näher an die Tiefsee heranrücke und auch ihre Denudationsprodukte entsprechend vorschiebe. Der braune Schlick ist im ganzen ziemlich feinkörnig, und das Fehlen gröberer Mineralpartikel wird dadurch verständlich, daß die fast geschlossen einhertreibende Eisschollendecke dort nur sehr wenig abschmilzt; das in ihr enthaltene Landmaterial gelangt erst im Bereiche Ostgrönlands reichlicher zum Absatz In dieser Mulde des europäischen Nordmeers[1]) findet sich vorherrschend ein an der Oberfläche braunes, in der Tiefe graues kalkreicheres Sediment. das in der mittleren Austiefung 25 bis 40 Prozent kohlensauren Kalk besitzt, mit einem Maximum nordöstlich von Island mit durchschnittlich 47, höchstens 61 Prozent (nach Böggild), und einem Minimum nordöstlich von Jan Mayen mit weniger als 10 Prozent, überall mit großen örtlichen Schwankungen. Der Kalk besteht wesentlich aus Schalen einer am Boden lebenden Foraminifere *Biloculina* (ihre mit bloßem Auge erkennbaren Gehäuse gleichen winzigen Tannenzapfen), weshalb die Norweger dieses Sediment geradezu als Bilokulinenschlick bezeichnet haben, obwohl doch meistens weit über die Hälfte dieses Mergels auf kieselige Mineralteilchen entfällt. Der unterlagernde graue Ton ist sehr kalkarm (1 bis 2 Prozent) und weniger oxydiert als die dünne braune Decke; er muß also in einer nicht fernen Vergangenheit unter viel reichlicherer Zufuhr von kontinentalem Detritus abgelagert sein. Nach Nansen[2]) hat das in oder vor der Eiszeit stattgefunden, als die umgebenden Schelfe Festland oder Inseln waren, namentlich auch der landfeste Island-Färöerrücken das atlantische Wasser fern hielt, so daß mehr Treibeis gebildet worden und das Plankton verarmt sei.

Typisch blauer Schlick erfüllt nach Max Weber[3]) die Tiefenbecken des Australasiatischen Mittelmeers. Insbesondere gilt dies von der Bandasee, deren Nachbarinseln reichlich kontinentalen Detritus liefern, der von kräftigen Strömungen verbreitet wird. Wenn Kalk auch stellenweise einmal reichlicher auftritt (bis 31 Prozent), entsprechend den im Plankton so zahlreichen Globigerinen, so ist der mineralische Schlick doch fast überall im Vorrang. Auch hier fehlt dem blauen Schlick nirgends eine $2\frac{1}{2}$ bis 4, seltener bis 10 und 15 cm dicke kaffeebraune Oberschicht von breiig flüssiger Konsistenz; nach der Tiefe wird das Sediment immer zäher, die Farbe erst grau, dann blaugrau, blaugrün und zuletzt dunkelblau. In der braunen Oberschicht sind die Tierschalen noch gut erhalten, in den tieferen schwinden sie mehr und mehr. Beim Dredschen erhielt Weber Kalkkonkretionen bisweilen in der Größe eines Kinderkopfes, die an der Luft rasch weiß wurden. Wie auf allen solchen Schlickböden, ist auch in der Bandasee die Bodenfauna nur arm. Aus den nördlicheren Tiefenbecken, die die Challengerexpedition zweimal durchfuhr, lauten die Berichte nicht wesentlich anders: einzelne Schlickproben hatten überhaupt keinen oder einen ganz geringen Kalkgehalt, und nur eine Probe in der Sulusee aus 4070 m besaß 14,6 Prozent, eine andere aus der Chinasee, unweit von den Philippinen aus 1920 m, sogar 22 Proz., sonst überwogen durchaus die terri-

---

[1]) Schmelck, Norske Nordhavs Expedition: Chemi, Kristiania 1882, p. 49 f.; Böggild, Ingolf Expedition I, 2, p. 21.

[2]) Bathymetrical features of the North Polar Seas, Kristiania 1904, p. 219.

[3]) Siboga Expeditiö, I, Leyden 1902, p. 130 f.

genen Mineralteilchen. Es ist dies Verhalten um so bemerkenswerter, als das amerikanische und romanische Mittelmeer sowie das Rote Meer ganz abweichend davon kalkreiche Mergel oder reichlich Kalkschlick bilden.

Nur eine lokale Abart des dunkeln oder blauen Schlicks sind die Vulkansande, — Tone und Tuffe, die sich in der Nähe vulkanischer Ausbruchspunkte finden und zumeist von dunkler grauer, brauner, ja schwärzlicher Farbe, im übrigen mehr erdig, als zähe sind. In größerem Abstande von den Eruptionsstellen gehen diese Sedimente in normal blauen Ton oder in Kalkschlick über, an den ozeanischen Rändern auch in eupelagisches Sediment. Der vulkanische Schlick umrahmt nicht nur die meisten der hohen pazifischen Inseln, sondern bedeckt auch die langgestreckten Rücken, von denen die Kermadec- und Tongainseln aufsteigen; er beherrscht von submarinen Ausbruchstellen her weite Flächen zwischen den Fidschiinseln und Neukaledonien in Tiefen von 2000 bis 3000 m. Murray und Renard erwähnen sogar solchen Vulkanschlick viermal aus Tiefen von mehr als 4500 bis 5100 m. Im Durchschnitt hatten 38 von ihnen untersuchte Proben einen Kalkgehalt von 20.5 Prozent, die tieferen Lagen aber immer weniger. Unter den Mineralteilen, die selten mehr als 0.2 mm Größe aufwiesen, fanden sie Sanidin, Plagioklas, Augit, Hornblende, Olivin, Magnetit u. a.

Der rote Schlick ist ebenfalls nur als eine örtliche Variante des blauen aufzufassen: er findet sich an tropischen und subtropischen Küsten, die aus binnenländischen Laterit- und Lößgebieten eine reichliche Zufuhr toniger Stoffe erhalten, die durch Eisenoxyde rötlich oder gelblich gefärbt sind. Dies gilt insbesondere vom südamerikanischen Schelf, der von den Guayanas bis Südbrasilien überwiegend roten Schlick an seinem Abfall zum Ozean hin trägt. Aber auch Teile der afrikanischen Sockelböschungen und der ostchinesischen Meere gehören hierher. Dieser rote Schlick ist der vorher mehrfach erwähnten braunen Oberschicht des blauen unmittelbar gleich zu setzen. Er bleibt aber rot, da im Verhältnis zu den zugeführten ockerigen Mineralien die organische Substanz nicht genügt, alles Eisensuperoxyd in einfaches Oxyd umzuwandeln und Eisensulfide aufzuhäufen. Trotzdem der Gehalt an Kalkkarbonat bei den 10 vom Challenger gesammelten Proben zwischen 6 und 61 Prozent schwankte und im Mittel 32.3 Prozent betrug, auch ziemlich viel Kalkreste von Organismen erkennbar erhalten waren, zeigten diese niemals glaukonitische Neubildungen. Auffallend selten waren Reste kieselbildender Organismen (Diatomeen und Radiolarien). Dagegen fehlte es nicht an deutlich erhaltenen Mineralien vom benachbarten Festlande, die 10 bis 25 Prozent der ganzen Masse bildeten, während die feinsten Abschlämmteilchen $^1/_3$ bis $^2/_3$ ausmachten.

2. Grünsand und grüner Schlick sind so recht ein Merkmal des steilen Kontinentalabhangs vor Küsten mit weniger großen Flüssen, also sogenannten Längsküsten. Sie enthalten auffallende Mengen von grünem Glaukonit in Steinkernen von kalkabscheidenden Organismen (Globigerinengehäusen, Echiniden- und Spongienstacheln), abgerundeten Glaukonitkörnern und einer ebenfalls grünen amorphen Masse anscheinend organischer Abkunft, da sie, im Platintiegel erhitzt, schwarz wird und eine von Eisenoxyd gefärbte Asche hinterläßt. Der chemische Vorgang

der Glaukonitbildung ist übrigens noch keineswegs aufgeklärt[1]). Seiner chemischen Zusammensetzung nach ist dieser Glaukonit ein Kalieisenoxydsilikat, dessen Hauptbestandteile sind: Kieselsäure mit Spuren von Titansäure 46.9, Tonerde 4.1, Eisenoxyd 27.1, Eisenoxydul 3.6, Kali 6.2, Natron 1.3, kohlensaurer Kalk 0.2, kohlensaure Magnesia 0.7 Prozent; der Rest ist Wasser. Diese Glaukonitsande bilden sich an mehreren Stellen vor der Ostküste der Vereinigten Staaten südlich vom Kap Hatteras[2]) und nordöstlich von Kuba; die Tuscarora fand sie entlang den kalifornischen Steilgestaden zwischen 200 und 700 m als schwarzgrünen Schlick voll dunkler Glaukonitkörner (von 0.6 mm Durchmesser). So reiner Glaukonitsand ist aber selten, denn gewöhnlich mischen sich nicht nur Mineralteile von der nahen Küste, sondern auch Kalkgehäuse von Organismen dazu, und die feinsten tonigen Abschlämmteilchen nehmen beträchtliche Bruchteile des Ganzen ein, wodurch dann ein schlickiges Gebilde zu stande kommt. Doch hat ein blauer Schlick immer erheblich mehr tonige Substanzen. Als grünen Schlick sammelte die Challengerexpedition vor der Agulhasbank, der Ostküste Australiens, Japans und Südamerikas, meist in den Subtropen, und an der Küste von Portugal 22 Proben, als Grünsand 7. Kalkkarbonat war darin in sehr wechselnden Mengen, von geringen Spuren bis zu 56 Prozent, im Mittel mit 26 Prozent vertreten; mit zunehmender Tiefe schien der Anteil zu wachsen. Die charakteristischen feinsten grünen Abschlämmteilchen betrugen durchschnittlich 34 Prozent der Masse, nie unter 9, einmal 84 Prozent, deutlich mit der Meerestiefe zunehmend. Kieselhaltige organische Reste sind ziemlich häufig, noch reichlicher finden sich Mineralteile (1/4 bis 1/3 der Masse), darunter nicht nur Quarz, Feldspat, Hornblende, Magnetit, Augit, sondern sogar Turmalin, Zirkon und Granat; endlich im Dredschmaterial in bemerkenswerter Häufigkeit kleinere und größere Konkretionen von Phosphatkalk. Insgesamt schätzen Murray und Renard das Areal dieses Sediments auf etwas über 3 Millionen qkm.

3. Der Kalkschlick ist ein Sediment tropischer und subtropischer Mittelmeerbecken, aber auch der tieferen Gehänge und ozeanischen Nachbarfluren um Koralleninseln, insbesondere im Pazifischen Ozean. Bereits die Challengerexpedition beschreibt diese Ablagerung aus den ozeanischen Gebieten und Koralleninseln in Tiefen zwischen 200 und 600 m als Korallensand, in größeren Tiefen bis zu 3000 m als feinen weißlichen oder gelblichen, auch grünlichen Schlick. Hier bildet der kohlensaure Kalk die Hauptmasse, im Mittel 85 Prozent, in den größeren Tiefen etwas weniger, in den geringeren aber bis 90 Prozent. Es ergab sich, daß an diesem Kalksediment planktonische Foraminiferen mit 10 bis 56 Prozent, bodenbesiedelnde mit 2 bis 40 Prozent beteiligt sind, so daß man in vielen Fällen schon von Foraminiferenschlamm sprechen könnte, zumal die kieselhaltigen Reste von Organismen und von Mineralien sehr geringfügig bleiben; sie überschreiten je nicht 2 Prozent. Nach Murray und Renard sollen nicht weniger als 10 Millionen qkm auf diese Korallensande und -schlicke entfallen, davon 5 1/2 Millionen in dem Pazifischen, 3 im

[1]) Gümbel, Sitzungsberichte der K. Bayr. Akad. d. Wiss. für 1886, Bd. 16, S. 417 ff.

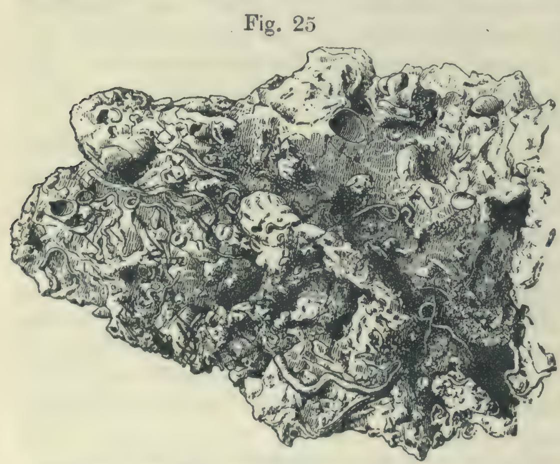
[2]) Petermanns Mitt. 1870, Taf. 20.

Atlantischen, 1½ im Indischen Ozean; doch sind diese Areale sicher zu hoch.

Etwas anderer Art sind die Kalksedimente im Amerikanischen und Romanischen Mittelmeer; die des ersteren wollten Murray und Renard vorzugsweise dem pelagischen Globigerinenschlamm, die des Mittelländischen Meeres ihrem blauen Schlick zuzählen, was beides gemäß den Ergebnissen der neueren Forschungsexpeditionen zu berichtigen ist.

Die Ablagerungen des Amerikanischen Mittelmeers sind namentlich durch die Arbeiten von Alex. Agassiz aufgeklärt, und Sir John Murray hat selbst einen großen Teil der Bodenproben beschrieben. Hiernach ist die Bodenflur des Karibischen, Kayman- und Golfbeckens von einem sehr hell gefärbten weißen oder kreidig grauen Kalkschlick bedeckt, der mit 70 bis 80, vereinzelt 90 Prozent aus Kalkkarbonat besteht, herrührend von Schalenfragmenten zahlreicher pelagischer Formen, worunter die Pteropoden noch häufiger sind, als die Foraminiferen. Nach Agassiz[1]) sind es von ersteren namentlich die Gattungen *Clio*, *Hyalea*, *Triptera*, *Atlanta*, *Styliola*, die die Hälfte aller erkennbaren gröberen Kalkteile liefern. Aber die reichliche Beimengung von größeren Mineralpartikeln und die sehr viel hellere Farbe, wie der Totalanblick des Sediments geben ihm solche besonderen Merkmale, daß schon Murray selbst es weder dem pelagischen Globigerinen-, noch dem Pteropodenschlamm gleichsetzen mochte. Kieselige Reste von Organismen liefern niemals über 5 Prozent des Ganzen; sie rühren von Radiolarien, Schwammnadeln und wenigen Diatomeen her. Unter den Mineralteilchen überwiegen die vulkanischen; fern von den Küsten hatten sie selten eine Größe von mehr als 0,1 mm, während unter Land auch aus großen Tiefen noch Kiese, ja ganze Steine mit der Dredsche herauf kamen. Der charakteristische Pteropodenkalk des karibisch-mexikanischen Beckens beherrscht auch den Boden des Floridastroms in den Engen bis auf die Höhe von Jupiter Inlet; erst nördlich davon stellt sich eupelagischer Globigerinenschlamm ein. An der linken Seite überströmt der Floridastrom das merkwürdige, zuerst von L. F. v. Pourtalès beschriebene[2]) und nach ihm benannte, submarine Felsplateau aus festem Kalkstein (Fig. 25), der sich stetig aus den ihn besiedelnden Tiefseekorallen, Serpulinen, Muscheln, Echinodermen, Schwäm-

Fig. 25



Kalkstein vom Pourtalèsplateau (nach Alex. Agassiz).

[1]) Three Cruises of the Blake, I, p. 283.
[2]) Petermanns Mitt. 1870, S. 396.

men neu bildet und ein Areal von 4000 qkm in 200 bis 550 m Tiefe in wenig geneigter Fläche beherrscht. Nach Sharples sind an diesem Kalkstein beteiligt: kohlensaurer Kalk mit 36.5, Kalkphosphat mit 35.5, Eisenoxyd mit 14.8, Magnesiakarbonat mit 10.6, Kieselsäure mit nur 0.5 und organische Substanz mit 1.5 Prozent. Ähnliche Böden, aber in der größeren Tiefe von 500 bis 800 m, fanden sich auch entlang der Nordküste von Kuba. Bei Nuevitas brachte die Dredsche aus 1800 m ganze Blöcke von solchem rezenten weißen Kalkstein hervor, der hier wesentlich aus bodenbewohnenden Globigerinen und Pulvinulinen bestand. Wo der Meeresstrom durch die Straßen zwischen den Großen oder Kleinen Antillen hindurchstreicht, läßt er kein feines Sediment liegen, sondern fegt alles leewärts in die inneren Becken hinein, wo sich dann der Kalkschlick in mächtiger Tiefe aufbaut. — Im Golf von Mexiko wird der Kalk, insbesondere an der Nordseite vor der Mündung des Mississippi, verdrängt durch einen charakteristischen dunkeln Schlick, der den Ablagerungen des Mississippideltas selbst ähnlich ist, also wesentlich aus feinsten Mineralpartikeln besteht.

Mit diesen Bodenablagerungen sind die des Mittelländischen Meeres kaum in einer Hinsicht vergleichbar. Aus den von J. Y. Buchanan[1] untersuchten Grundproben des Kabeldampfers Dacia aus dem Balearenbecken zwischen der algerischen Küste und dem Ligurischen Golf ergibt sich, daß hier ein wesentlich terrigener dunkler Schlick vorherrscht. An der afrikanischen Seite, in Tiefen von 1800 bis 2800 m, ist der Gehalt an Kieselsäure 33 bis 40 Prozent, an kohlensaurem Kalk aber nur 18 bis 24 Prozent. Nahe bei den Balearen, in 1000 m Tiefe, nimmt der Kalkgehalt zu auf 37 bis 47 Prozent, auch vor dem Ligurergolf, in 900 bis 1200 m, geht er nicht unter 30 Prozent herab; es ist also ein Mergelschlick. J. Thoulet[2]) beschreibt Proben aus dem Golf von Genua, die ihn durchaus an Kreidegesteine vom Kanal erinnerten. Das Tyrrhenische Becken wird von einem grauen Schlick mit nicht näher bekanntem Kalkgehalt erfüllt, der im Golf von Neapel sehr nahe ans Land heranreicht; nach Walther und Schirlitz enthält dieser Mergelschlick im Hafen von Neapel 16 Prozent Kalk und 8 Prozent Bittererde, was von ihnen sogar auf chemischen Niederschlag aus dem Seewasser zurückgeführt wurde. — Für das östliche Mittelmeer haben die sehr gründlichen Untersuchungen der österreichischen Meeresforscher an Bord der Pola (1890—1893) unsere Kenntnisse begründet[3]). Hiernach ist das ganze Gebiet zwischen Sizilien und Syrien, bis ins Ägäische Meer hinein, aber mit Ausschluß des ägyptisch-palästinensischen Winkels, von Kalkschlick eingenommen. Sein Gehalt an kohlensaurem Kalk ist von einer gewissen Beständigkeit: er beträgt durchschnittlich 60 Prozent, selten über 80 oder unter 40. Pteropoden sind auch hier, wie im amerikanischen Mittelmeer charakteristisch, ob-

---

[1]) Proc. R. Soc. Edinburgh 1890—91, p. 131 f.

[2]) Comptes Rendus, Paris 1902, vol. 134, p. 496.

[3]) Die Berichte sind in den Denkschr. der Kais. Akad. d. Wiss. Bd. 59. 60, 61 und 74 enthalten. Soweit sie von Natterer herrühren, sind dazu die wichtigen Bemerkungen von Th. Fuchs in Mitt. Geogr. Ges. Wien Bd. 43, 1900, S. 110—119 zu vergleichen. Natterer war ein ausgezeichneter Chemiker, aber geologisch und ozeanographisch nicht genügend vorgebildet.

schon sie nicht überall so gut erhalten sind, wie nördlich von Barka. Außerdem fehlt es nicht an Foraminiferen, noch Spongiennadeln, wie schon früh (1845) der Engländer Williamson feststellte, noch auch an kieseligen Radiolariengerüsten und Glaukonitkernen. Bemerkenswert ist die Geringfügigkeit von Manganabscheidungen. Überall aber sind dem Kalk bald feine, bald gröbere Mineralpartikel beigemengt, unter denen abgerundete Quarzkörnchen, vulkanische Auswürflinge, im Griechischen Archipel auch Marmorbrocken leicht erkennbar sind; deshalb sind auch diese Kalke unbedingt den hemipelagischen Sedimenten einzureihen. Feste Kalkkonkretionen vereinigen sich oft zu Platten und Krusten, die 20 bis 50 Prozent mehr Kalk enthalten, als der umgebende Schlick, und an die Bildungen auf dem Pourtalèsplateau erinnern. Vor dem Nildelta und von dorther dem Meeresstrom nach O und NO folgend, liegt ein fluviatiler feiner Schlick mit nur 5 bis 15 Prozent Kalk, anscheinend eine dem Mississippischlick des Mexikanischen Golfs überaus ähnliche Bildung. Im nördlichen Teile des Ägäischen Meeres fand Natterer unter einer Decke von hellerem lehmartigen Schlamm einen grauen Schlick, der nicht durch Schwefeleisen, sondern durch organische Substanzen dunkler gefärbt ist. Erst in tieferen, von der Dredsche nicht erreichten Schichten hält hier Natterer auch Bildung von Schwefeleisen für möglich.

Eine besondere Stellung nimmt das Schwarze Meer ein[1]), da seine Gewässer unterhalb von 230 m nicht genügend ventiliert, daher an Sauerstoff arm und mit Schwefelwasserstoff erfüllt sind. Der Steilabfall zum Tiefenbecken ist von einem steifen, zähen, hellgrauen, in der obersten Schicht schwarzen Schlick eingenommen. Die schwarze Färbung rührt von Eisensulfid (FeS) her, das sich meist in Körnchen und Ausfüllungen der Diatomeenkapseln, an anderen Stellen auch in Gestalt feiner Pyritnädelchen bis zu 1 cm Länge findet. Außerdem ist reichlich Quarzsand nachweisbar. Das Tiefenbecken selbst wird von blauem Schlick erfüllt, der sich bald heller, bald dunkler blau gefärbt erweist, je nach der Reichlichkeit von helleren Kügelchen oder Klümpchen, die sich bei näherer Untersuchung als Zusammenballungen eines weißen Pulvers von kohlensaurem Kalk erweisen; Murray betrachtet sie als chemischen Niederschlag, also wohl nach Art der Oolithe (S. 164). Im ganzen ist das pontische Sediment ärmer an Kalk, als das des östlichen Mittelmeers, im tiefsten Teil von mehr als 2100 m sind es sogar nur 13 bis 18 Prozent; doch sind auch einmal 65 Prozent beobachtet. Manganabscheidungen sind überall unbedeutend und in den größeren Tiefen überhaupt nicht nachweisbar. Dagegen nimmt das, ebenfalls als chemisch ausgefällt zu betrachtende, Eisensulfid fast die Hälfte des ganzen Bodenabsatzes ein, sodaß man das pontische Sediment geradezu als Schwefeleisenschlick bezeichnen könnte. An der starken Lösung von Schwefelwasserstoff im Wasser des Schwarzen Meeres sind nachweislich Sulfobakterien beteiligt; diese sind auch die einzigen Organismen, die in den tieferen Wasserschichten bis zum Boden hinab lebend gefunden werden. Nur in den Flachwasserbildungen, namentlich im Nordwesten, sind Muscheln und Kalkalgen abgelagert.

---

[1]) Sir John Murray in Scott. Geogr. Mag. Bd. 16, 1900, p. 695 f.

Auch das Rote Meer[1]) ist im wesentlichen an seinem Boden von Kalkschlick bedeckt, der als hellgelber bis grauer, auch dunkelbrauner Schlick von geringerer oder größerer Zähigkeit auftritt. Besonders groß ist der Anteil an kohlensaurem Kalk im südlichen Abschnitt, wo er sich bis 92 Prozent erhebt und auch kohlensaure Magnesia enthält, während Phosphorsäure nur in Spuren vorkommt. Für die tiefe Rinne südlich von der Breite Suakins findet Natterer ein Verhältnis bis zu 12 Molekülen kohlensaure Magnesia auf 100 kohlensauren Kalk; die auch hier vertretenen Steinkrusten zeigen noch Anreicherungen über dieses Verhältnis hinaus, sodaß sich darin eine Dolomitisierung vollzieht. Neben dem Eisenreichtum dieser Konkretionen, der bis zu 21 Prozent Eisenoxyd gehen kann, ist auch das Auftreten geringer Mengen von Edelmetallen bemerkenswert: Natterer fand, in Promille ausgedrückt, Gold 0.001 bis 0.005, Kupfer 0.027 bis 0.040 und Nickel 0.040 bis 0.047. —

Wenn auch diese hemipelagischen Sedimente allgemein durch ihr feines Korn ausgezeichnet sind, so fehlt es doch, abgesehen von den oft umfangreichen vulkanischen Auswürflingen aller Art, gelegentlich nicht an gröberen Beimengungen, die auf allerhand gewaltsame Weise hineingelangt sind. Die steileren Teile der Schelfränder können durch andauernde Unterwaschungen, wie sie austretendes Grundwasser bewirkt, instabil werden und submarine Bergschlipfe auslösen, oder es können auch bei Erdstößen große Teile des Schelfsockels bergsturzähnlich in die Tiefe abrutschen. Die von J. Thoulet[2]) ausgeführten Experimente an künstlichen Böschungen zeigen, wie außerordentlich leicht solche von Wasser durchtränkten steilen Schuttkegel ins Gleiten gelangen. Den Kabeltechnikern[3]) sind diese gewaltsamen Prozesse sehr wohl bekannt, die an den ostafrikanischen und südamerikanischen Küsten während der Regenzeit zu periodisch wiederholten Kabelbrüchen führten, bis man die Kabel anders legte. Es gelangt schon hierbei gröberes Gestein in verhältnismäßig große Tiefen. Unterseeische Bergstürze vom kontinentalen Rande des Atakama- und Japangrabens haben auch die verheerenden Stoßwellen ausgelöst, die dann über den ganzen Pazifischen Ozean hinweglaufen können; freilich können sie auch, wenn auch seltener, durch submarine Vulkanexplosionen entstehen. — In anderen Fällen, wo beim Dredschen gröberes Material von den Kontinentalböschungen heraufgebracht wurde, ist kaum zu bezweifeln, daß anstehendes Gestein abgerissen und mit dem Bodensediment vermengt gehoben wurde. Alex. Agassiz[4]) erwähnt von Dredschzügen am Abfalle des Neuenglandschelfs, daß einmal große Kalkkonkretionen aufgeholt wurden, teilweise von mehr als 30 kg Gewicht, die dann Prof. Verrill als pliozänes Gestein erkannte, das nach seiner Meinung nicht nur am Aufbau des genannten Schelfs, sondern auch an dem der Neufundlandbank beteiligt ist. Ähnlich dürfte es sich mit den groben Geschieben verhalten, die von französischen Gelehrten an Bord des Caudan 1895 am Steilabfall des Biskayaschelfs aus 180 bis 650 m mehrfach mit Grundnetzen gewonnen wurden und die aus Gneis, Granulit, Chlorit- und Glimmer-

---

[1]) Denkschr. Wiener Akad. 1898, Bd. 65, S. 354, 450; 1901, Bd. 69, S. 304.
[2]) Ann. de chimie et phys. 6. Sér., vol. 12, 1887, p. 48.
[3]) Geogr. Journal 10, London 1897, p. 129 u. 259; 14, 1899, p. 394.
[4]) Three Cruises of the Blake, I, 273.

schiefer, Ophit, Diabas, Quarziten karbonischer, kretazischer und alttertiärer Schichten bestanden. Bleicher[1]) wollte sie als Glazialgeschiebe deuten, die während der Eiszeit auf Treibeis von den spanischen Gebirgen herüber gelangt seien. Ähnliche grobe Geschiebe fanden auch die Mitglieder der Travailleurexpedition am Südrande des Biskayagolfs.

Aber es fehlt auch nicht an echt glazialen Geschieben. Mit ihnen ist die Bodenflur des ganzen europäischen Nordmeers bestreut, wie es denn im Norden und Westen desselben nicht an Treibeis fehlt, um es beständig neu zu verbreiten. Die norwegische Nordmeerexpedition erhielt nicht nur in den Lotröhren sehr häufig und oft 10 bis 12 g schwere Kiese, sondern in der Dredsche große Blöcke, die sowohl aus kristallinischen Massen- oder Schiefergesteinen, wie aus Kreide und anderen Kalksteinen, Marmor (einmal wog ein Block 80 kg), ja sogar aus Steinkohlen von der Bäreninsel bestanden und durch Kritzen und Schliffe als Glazialgeschiebe gekennzeichnet waren. Am Südrande des Neuenglandschelfs (in 38° 34′ N. in 2270 m) dredschte die Challengerexpedition eine Menge gröberen Schotters, meist von kristallinischen Schiefern und Kalken, von 6 und 7 cm Durchmesser. Etwas nördlicher fand der V. S. Dampfer Blake in gleicher Tiefe ähnliche Gesteine, darunter auch gekritzte. Nicht weit davon in 41° 14′ N. holte die Challengerexpedition mit der Dredsche aus 2450 m inmitten ähnlicher Schotter einen Block von Syenit herauf, der 5 Zentner wog. Nach Alex. Agassiz finden sich solche Schotter noch weit nach Südwesten hin am Schelfrande verstreut, wo sie den amerikanischen Zoologen darum sehr wohl bekannt sind, weil diese Steine zahlreichen Weichtieren der Tiefsee feste Haftpunkte gewähren, die sie im umgebenden weichen Schlick gar nicht oder nur auf den selteneren Konkretionen finden können. Wie bedeutsam diese groben Geschiebe für den blauen Schlick der hohen Südbreiten sind, ist schon hervorgehoben.

III. Die eupelagischen Sedimente.

Je mehr wir uns von den kontinentalen Schelfrändern entfernen und in die eigentliche Tiefsee gelangen, desto spärlicher werden die terrigenen Bestandteile im Meeressediment. Doch ist nicht zu bezweifeln, daß der feinste Ton in einer Art von kolloidalem Zustande mit den Meeresströmungen überallhin auch in die landfernsten Teile des Ozeans gelangen kann, und zwar desto weiter, je niedriger die Temperatur, je höher das spezifische Gewicht des Wassers ist. Wir werden also auch in den tiefsten Wasserschichten, die wegen des steigenden Druckes auch immer dichter werden, diesen kolloidalen Ton erwarten müssen. Nach Versuchen von Murray und Irvine bleibt die feinste Tontrübe in einem Liter ozeanischen Seewassers nach fünf Tagen in Tropentemperatur (26° bis 27°) mit dem geringen Quantum von 0.3 Milligramm in Suspension, bei 8° bis 10° aber mit 1.8 Milligramm. Die beiden Forscher konnten in sorgfältig gesammelten Seewasserproben aus dem Atlantischen, Indischen und Mittelländischen Gebiet ganz geringe Mengen solchen kolloidalen Tons nachweisen. Rechnen wir mit nur 0.15 Milligramm im Liter durchschnittlichen

[1]) Ann. de l'Université de Lyon 1896, p. 701 f.

Gehalt[1]), so wird in einer Wassersäule von 1 qm Querschnitt und 5000 m Höhe ein Gesamtgewicht solcher feinster Tontrübe, wenn sie gleichmäßig verteilt gedacht wird, von 750 g suspendiert sein. Wenn wir dieses Quantum auf einmal ausfällen könnten, würde es die Grundfläche mit der minimalen Schicht von 0.3 mm Dicke bedecken. Natürlich wird aber nur ein winziger Bruchteil davon innerhalb vieler Jahre wirklich zum Absatz kommen. Doch steht für alle Prozesse in der Tiefsee eine ungeheure Zeit zur Verfügung, und man muß hier mit der allmählichen Aufsummierung auch der kleinsten Niederschläge rechnen. Außer diesen feinsten terrigenen Tonteilchen kommen noch zwei andere Tonproduzenten in Betracht: Vulkanstaub aus der Atmosphäre und, viel wesentlicher als die beiden anderen, Auswürflinge aus submarinen oder litoralen Vulkaneruptionen. Von den letzteren entfalten insbesondere die Bimssteine eine hervorragende Schwimmfähigkeit. Nach Thoulets Experimenten[2]) sind Bimssteinbrocken von Nußgröße und 3 bis 4 g Trockengewicht nach 17 Monaten noch schwimmfähig und würden erst nach 22 Monaten völlig vom Wasser imprägniert sein und untersinken. Wenn wir mit einer täglichen Stromleistung der Meeresströme von nur 10 Seemeilen rechnen, so haben diese Bimssteine einen Triftradius von 6600 Seemeilen oder 12000 km; praktisch können sie also überallhin gelangen. Sobald diese Auswürflinge aber am Meeresboden zur Ruhe kommen, unterliegen sie einer allmählichen Zersetzung, und ihre tonig-kieseligen Reste gesellen sich zu den spärlich angelangten terrigenen Überbleibseln.

Auf dieser mineralischen Grundlage häufen sich nun in stellenweise lebhaftem Tempo die Kalk- und Kieselgerüste von planktonischen und benthonischen Organismen auf; diese biogenen Ablagerungen verdecken dann als Globigerinen-, Pteropoden-, Diatomeen- oder Radiolarienschlamm das mineralische Tiefseesediment. Wo diese aber aus verschiedenen Gründen fehlen oder auch ihrerseits zersetzt werden, wird die mineralische Grundlage als der sogenannte Rote Tiefseeton allein sichtbar. Hierbei tritt als ein merkwürdiges geographisches Merkmal hervor, daß auf den mäßig tief gelegenen Schwellen und Rücken inmitten der Ozeane die kalkhaltigen Ablagerungen überwiegen, dagegen in den abyssischen Räumen, gleichviel ob sie in der Mitte oder am Rande der Ozeanbecken liegen, der Rote Tiefseeton mit einem Minimum von Kalkgehalt und einer gelegentlichen Zumengung von kieselhaltigen Radiolarienresten auftritt. So gelangen wir nach der geographischen Lage, wie nach der Natur der Sedimente, zur Unterscheidung von zwei Gruppen der eupelagischen Ablagerungen, der epilophischen und der abyssischen.

Die epilophischen Sedimente sind hauptsächlich ein Erzeugnis der Kalk- und Kieselgehäuse oder -gerüste verschiedener Planktongruppen und zwar sowohl tierischer, wie pflanzlicher Abkunft. Unter den kalkigen Ablagerungen tritt der Globigerinenschlamm an die erste Stelle; eine wenig verbreitete Abart davon ist der Pteropodenschlamm. Kieseliges Sediment liefern in überwiegenden Mengen die Diatomeen, also Planktonpflanzen.

---

[1]) Murray u. Renard a. a. O. p. 340 Anm. In einer engl. Kubikmeile sind 625 tons nach einem Monat suspendiert.

[2]) Comptes Rendus, tome 134, Paris 1902, p. 728.

1. Der Globigerinenschlamm (Fig. 26) ist bereits in den ersten Tiefenproben, die bei Kabellotungen im Nordatlantischen Ozean vom Meeresboden heraufkamen, als bedeutsames ozeanisches Bodensediment erkannt worden; wie bereits erwähnt, haben es der berühmte Mikroskopiker Ehrenberg und zugleich mit ihm der Amerikaner Bailey 1853 beschrieben. Da man darin Vertreter der Gattung *Globigerina* und der Familie der Globigeriniden eine große Rolle spielen sah, hat sich sehr rasch die Bezeichnung als Globigerinenschlamm eingebürgert. Nach Murray und Renard ist diese Foraminiferenfamilie so häufig in den heutigen Meeresablagerungen aller Zonen, daß sich, wenn man ihr Vorkommen allein als Merkmal aufstellen wollte, weitaus der größte Teil aller rezenten Sedimente als Globigerinenschlamm bezeichnen ließe; jedoch wollen sie als solchen nur dann ein Sediment anerkennen, das mindestens einen Kalk-

Fig. 26.



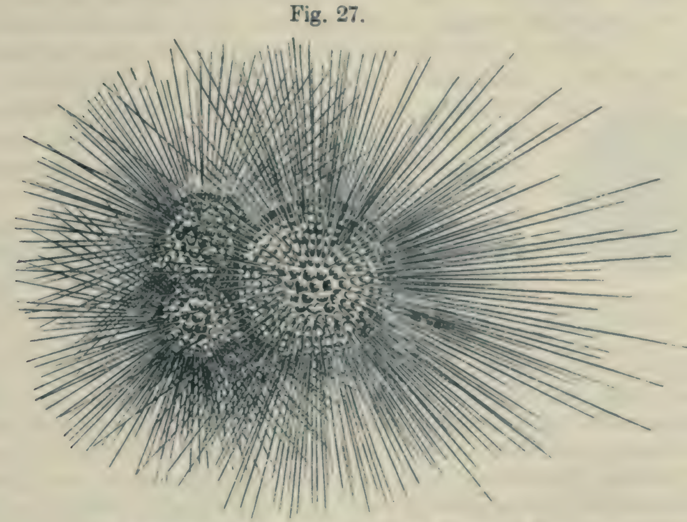
Globigerinenschlamm (nach Murray und Renard) 20/1.

gehalt von 30 Prozent enthält, worin aber die pelagischen und nicht die bodenbewohnenden Globigerinen vorherrschen. An dieser Definition wird man gut tun festzuhalten, denn sie hebt den Unterschied gegen den hemipelagischen Kalkschlick hervor. Die hauptsächlich in Betracht kommenden, unter den noch nicht zwei Dutzend umfassenden, Arten sind folgende vier: *Globigerina bulloides* (Fig. 27) für die nordhemisphärischen und auch meisten tropischen Meere, *Globigerina dutertrei* für die höheren Südbreiten, sodann *Orbulina universa* (Fig. 28) und *Hastigerina pelagica*; sie wie die anderen[1]) bevölkern die obersten Wasserschichten bis rund 200 m Tiefe, und ihre Schalen sinken nach dem Absterben zum Boden hinab, wo sich ihre Trümmer ansammeln. Neben den Globigerinen sind noch zahlreiche andere Planktontiere am Aufbau des Sediments beteiligt, vornehmlich pelagische Mollusken, wie die Ptero-

[1]) Häufige Arten sind nächstdem: *Globigerina sacculifera, aequilateralis, conglobata, dubia, rubra, inflata, digitata, cretacea.* Auch die Gattung *Pulvinulina* mit den Arten *menardii, tumida, canariensis, micheliniana, crassa* ist wichtig. Endlich noch: *Pullenia obliquiloculata; Sphaeroidina dehiscens; Candeina nitida; Cymbalopora (Tretomphalus) bulloides.* Insgesamt 21 Arten.

poden und Heteropoden, deren dünnschalige Kalkgehäuse besonders groß werden, sodaß die Bruchstücke im Sediment einige qmm Fläche einnehmen können; nächstdem noch pelagische Ostracoden (*Crithe producta*, *Cythere*

Fig. 27.



Globigerina bulloides (nach Sir Wyv. Thomson) $^{75}/_{1}$.

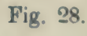
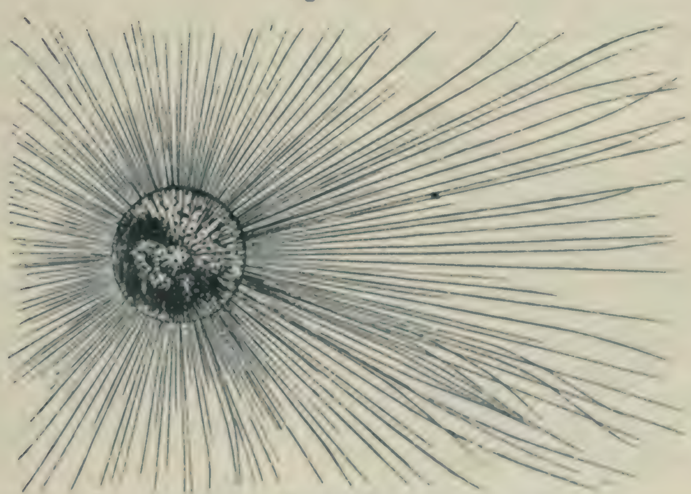


Fig. 28.

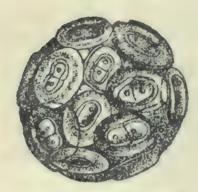


Orbulina universa (nach Sir Wyv. Thomson) $^{75}/_{1}$.

dictyon). Die Planktonfauna setzt zu ihrer Ernährung eine reiche Planktonflora voraus, unter der sich ebenfalls wichtige Kalkproduzenten befinden in Gestalt der Kokkolithophoriden. Es sind das sehr kleine Algen, zur Gruppe der Chrysomonadinen gehörig, die ihre Zelle mit einem Belag von ovalen Kalkschildchen (von 0,001 bis 0,003 mm Durchmesser) um-

kleiden, die nach dem Tod der Zelle oder mit den Verdauungsresten der Planktontiere in die Tiefe sinken. Nachdem schon 1836 Ehrenberg und 1870 Gümbel gezeigt, daß gewisse Kreidekalke fast ausschließlich aus diesen Schildchen, den Kokkolithen und Rhabdolithen, bestehen, fand Voeltzkow 1901 einige neue Riffkalke von Inseln des westlichen Indischen Ozeans, die er ebenfalls geradezu als Kokkolithenkalke bezeichnet, sodaß es nicht mehr zu verwundern ist, wenn H. Lohmann[1]) kürzlich auch gewissen Stellen im nordatlantischen Globigerinenschlamm denselben Namen beilegte: auf einer Lotstation des Kabeldampfers Podbielski in 43° 32′ N., 19° 49′ W., 4004 m, fand er 68 Prozent des Sediments aus solchen Kokkolithen bestehend. — Zu diesen Kalkresten des pelagischen Planktons treten solche der benthonischen Fauna: bodenbewohnende Foraminiferen (nicht über 3 Prozent der Masse) und, mit oft gröberen Kalktrümmern, die Nadeln von Echinodermen, Schalen von Mollusken, Röhren von Anneliden, Gerüste von Tiefseekorallen und Polyzoen. Zusammen liefern diese aber selten mehr als 25 Prozent des Sediments; nach Murray und Renard im Durchschnitt nur 9 Prozent. Im wesentlichen ist der Globigerinenschlamm also ein Niederschlag des in den obersten Meeresschichten in Gestalt von kalkbildendem Plankton suspendierten kohlensauren Kalkes, und nach einer Berechnung von Sir John Murray kann man für jeden Kubikmeter Wasser in den Oberschichten der tropischen Ozeane davon mindestens 34 mg, oder pro qkm bis 200 m Tiefe mindestens 6860 kg schwebenden kohlensauren Kalks annehmen[2]).

Fig. 29.



Coccolithophora sp. (nach Al. Agassiz) $^{600}|_1$.

Von den kieselige Gerüste und Schalen bildenden Planktonformen sind die Radiolarien und Diatomeen im Sediment überall sofort nachzuweisen, wenn man größere Quantitäten davon mit verdünnter Salzsäure behandelt; ebenso findet man die Spongiennadeln reichlich. Aber zusammen erreichen auch diese kieseligen Bestandteile nur selten 10 Prozent des Gesamtgewichts.

Noch sparsamer sind die mineralischen Beimengungen, die in den 118 Proben der Challengerexpedition durchschnittlich nur 3.3, oft kaum 1 Prozent ausmachten. Man sieht, wie gering die terrigene Komponente in diesem wesentlich biogenen Tiefseesediment wird.

Charakteristisch ist die Verbreitung des Globigerinenschlammes nach den Meerestiefen. Die Challengerexpedition hat 118 Proben gesammelt und zwar weitaus die meisten aus Tiefen zwischen 2500 und 4500 m, und als mittlere Tiefe ihres Vorkommens berechnen sich 3660 m. Im einzelnen entfielen auf die Stufen

von weniger als	1000 Faden	(1830 m)	nur	5,
zwischen 1000 und	1500 „	(1830—2750 m):		13,
„ 1500 „	2000 „	(2750—3660 m):		35,
„ 2000 „	2500 „	(3660—4570 m):		49,
von mehr als	2500 „	(4570 m):		16.

[1]) Sitzgsber. Kgl. Preuß. Akad. Bd. 26, Berlin 1903, S. 580.

[2]) Murray u. Renard a. a. O. p. 252: *at least sixteen tons in one square mile in extent by 100 fathoms in deep.*

Eine ähnliche Tiefenanordnung ergibt sich auch aus dem Vergleich anderer älterer und neuerer Proben. Dabei ist weiter bemerkenswert, daß der Kalkgehalt der Sedimente nach den größeren Tiefen hin rasch abnimmt. Während 50 Proben der Challengerexpedition aus Tiefen zwischen 500 und 2000 Faden 60 bis 70 Prozent kohlensauren Kalk, und 49 Proben zwischen 2000 und 2500 Faden 62 Prozent hatten, besaßen 16 Proben aus mehr als 2500 Faden nur 50 Prozent im Durchschnitt. Gleichzeitig nahmen die feinsten Abschlämmteilchen mit der Tiefe zu: in weniger als 2500 Faden war ihr Anteil 20 bis 30 Prozent, in größeren Tiefen 48 Prozent. Als mittlere Zusammensetzung aller 118 Proben geben Murray und Renard an: kohlensauren Kalk 64.5, davon erkennbare Reste pelagischer Foraminiferen allein 53.1, benthonischer 2.1, anderer Organismen 9.2 Prozent; vom Rest entfällt auf die feinste Schlammtrübe 30.6, Mineralteilchen 3.3 und auf die Reste kieseliger Organismen 1.6 Prozent.

Von 21 Proben sind genauere Analysen mitgeteilt, denen noch folgendes entnommen sei[1]). Der Glühverlust war sehr schwankend zwischen 1.0 und 9.6 Prozent, und da er im allgemeinen parallel mit der Mineralbeimengung stieg und fiel, nehmen Murray und Renard an, daß er mehr von der vorhandenen Ton- und Kieselerde und Eisenoxyden abhing, als von organischen Substanzen. Auch das Eisenoxyd (Fe_2O_3) war von sehr schwankendem Betrage zwischen 0.6 und 20.9 Prozent, der Phosphorgehalt gering zwischen 0.2 und 2.3 Proz. Phosphorsaurer Kalk (Ca_32PO_4) schwankte von Spuren (in 7 Fällen) bis 2.8 Prozent (in 2 Fällen). Magnesiakarbonat fehlte nie, wenn es auch nur einmal 2 Prozent überschritt und je 10 Proben 1 Prozent und 1 bis 2 Prozent enthielten; irgendwelche Beziehungen zum Kalkgehalt waren dabei nicht erkennbar. Gümbel hat dazu die Meinung geäußert, daß sich ein Umtausch zwischen dem Magnesiakarbonat des Seewassers und des Kalkkarbonats im feinen Schlamm vollziehen möge. — Manganoxyd fehlte meistens, trat 4mal in Spuren und nur 3mal in meßbarer Menge auf, erhob sich aber nur einmal bis 4.8 Prozent.

Die organische Substanz ist nicht bedeutend. Wird Globigerinenschlamm in Salzsäure aufgelöst, so bleiben flockige Teilchen als Rest zurück, die, im Platintiegel erhitzt, eine schwarze Asche zurücklassen. So gering diese organischen Stoffe sind, scheinen sie doch reichlich genug, um den am Boden der Tiefsee lebenden Schlammfressern noch Nahrung zu liefern. Sir John Murray macht mit Recht darauf aufmerksam, daß noch heute in dem festen Globigerinengestein von Malta die Kanäle zu sehen sind, die sich Echinodermen und Anneliden im Globigerinenschlamm eingefressen haben. H. Lohmann war verwundert, mit dem Globigerinenschlamm vermischt, reichlich Fäkalien zu finden. H. Gümbel hat dann aus den Proben der Gazelleexpedition erwiesen, daß es sich bei der Schlammnahrung nicht nur um albuminose Reste handelt, sondern auch um Fette, die in Gestalt von blendend weißen Knöllchen auftreten und durch siedenden Alkohol herauszuziehen waren; er schätzte ihren Anteil auf $^1/_{1000}$ des Sediments[2]). Die meisten Planktontiere bilden Fette, um damit ihr spezifisches Gewicht dem des Wassers, in dem sie schweben wollen, anzupassen, und mit den Leichen sinkt dann auch ein Teil des

[1]) Vergl. auch die Tabellen am Schluß dieses Kapitels.

[2]) Forschungsreise S. M. S. Gazelle, Bd. 2, S. 73, 75.

Fetts zum Boden hinunter, während ein anderer Teil vom Seewasser aufgenommen und verseift wird. Die Fetthaltigkeit des Globigerinenschlamms ist nach Gümbel geeignet, die in vielen Kalksteinen der Erdrinde enthaltenen bituminösen Beimengungen und gewisse Petroleumlager verständlich zu machen.

Als mineralische Neubildungen treten weit verbreitet, wenn auch nicht reichlich, auch im Globigerinenschlamm die bei den Grünsanden erwähnten G l a u k o n i t e auf, die sich hier als Steinkerne der Foraminiferen oder Pteropoden ausscheiden. In den Proben der Challengerexpedition fanden sich alle möglichen, stufenweise fortschreitenden Übergänge von einem dünnen bräunlichen Belag der Innenseite der Kalkgehäuse bis zu grünlichen Rinden, partiellen und ganzen Füllungen, ja zuletzt nach Sprengung der Schalen ein Auswachsen zu größeren eiförmigen Glaukonitmassen.

P h o s p h a t k o n k r e t i o n e n sind im eigentlichen Globigerinenschlamm selten und bieten dann Unterschiede dar gegenüber denen des Grünsands oder Kalkschlicks. Der beinahe honigartige Phosphatkalk durchdringt und erfüllt die Kalkgehäuse in ähnlicher Art wie der Glaukonit, und es bilden sich dabei durch eine Art von Zementierung Scherben aus, die durch reichlichen Gehalt an Eisenhydroxyd braun gefärbt sind. Häufiger sind die kalkigen Konkretionen, meist durch Wurmröhren verfestigt, und bisweilen so hart, daß sie, in die Höhlung der Lotröhre eingetrieben, nur mit Hammer und Meißel zu entfernen waren, wie es Peake[1]) einmal im Südpazifischen Ozean erging (14° 73′ S., 175° 55′ W.).

M a n g a n a b s c h e i d u n g e n werden im Globigerinenkalk nicht gerade häufig bemerkt. Murray und Renard erwähnen unter 58 überhaupt von ihnen näher beschriebenen Vorkommen in Challengerproben nur 14mal solche im Globigerinenschlamm und 5mal im verwandten Pteropodenschlamm, im letzteren also verhältnismäßig häufiger. In 9 von den 19 Fällen handelte es sich auch nur um dünnen Anflug oder Belag auf Mineralteilen oder organischen Resten. Mangankörnchen sind in 10 Fällen, richtige Manganknollen, wie wir sie im Roten Tiefseeton zu beschreiben haben werden, nur ein paarmal erwähnt; einmal von Nußgröße im Südpazifischen Ozean (37° 29′ S., 83° 7′ W., 3246 m). Noch seltener erscheinen im Globigerinenschlamm die Phillipsite; der Challenger erwähnt sie ebenfalls aus dem Pazifischen Ozean (26° 9′ S., 145° 17′ W., 3795 m) und zwar unter so eigenartigen Umständen, daß ihre Lagerstätte dem Roten Ton zuzurechnen ist, der sich unter einer dünnen Decke von Globigerinenschlamm befand. —

Für die Ablagerungsart des Globigerinenschlamms sind Experimente sehr belehrend, die schon während der Challengerfahrt von Sir John Murray ausgeführt und später von J. Thoulet und K. Brandt weiter verfolgt worden sind. Indem Murray frisch gefangenes Plankton in Zylindergläsern zum Sinken gelangen ließ, fand er sehr beträchtliche Unterschiede je nach der äußeren Gestalt und dem Eiweißgehalt der Organismen. Bedeutsam ist die Neigung der meisten Planktonformen, ihre Oberfläche durch Ausbildung borstenartiger Ansätze (s. Fig. 27 u. 28, S. 183) oder durch Ver-

---

[1]) Geogr. Journal 19, 1902, p. 700.

schmälerung oder Verflachung ihres Körpers zu vergrößern und damit den reibenden Widerstand des Wassers, d. h. ihre Schwebfähigkeit zu steigern. Daß sie dabei in willkürlicher Weise ihr spezifisches Gewicht durch Ausscheiden von Fettkügelchen und Vergrößern oder Verkleinern der Vakuolen im Plasma regulieren können[1]), tut hier nichts mehr zur Sache, wo es sich um absterbende Organismen handelt. Murray meint, daß tote Foraminiferen im allgemeinen 3 bis 6 Tage brauchen, um in eine Tiefe von 4500 m hinabzusinken; in tieferen Wasserschichten müsse sich aber dies verlangsamen, da die Kalkschalen weniger zusammendrückbar seien, als das Seewasser. Jedoch nehme die Auflösung des Kalks in den Gehäusen in der Tiefe rasch zu, wesentlich infolge des zunehmenden Drucks, worauf übrigens noch zurückzukommen sein wird. J. Thoulet[2]) hat mit leeren Globigerinengehäusen und Bruchstücken von solchen in fünf durch Ausschlämmen abgestuften Größen experimentiert; seine Ergebnisse habe ich in der folgenden Tabelle zusammengefaßt.

Größenklasse	1	2	3	4	5
Mittlerer Durchmesser der Schalen in mm	0.75	0.50	0.32	0.26	0.12
Sinkgeschwindigkeit cm per Sek.	3.78	2.74	2.05	1.26	0.70
Zeit für 4500 m Fallhöhe in Tagen	1.09	1.90	2.54	4.13	7.47

Für die berechneten Sinkzeiten ist die Annahme zu Grunde gelegt, daß die Fragmente mit gleichmäßiger Geschwindigkeit sinken; es ist das zwar beim freien Falle in einem reibenden Medium zulässig, kann aber für den Ozean bei der Zunahme der Dichtigkeit mit der Tiefe nicht mehr richtig sein, und zwar sind die in der letzten Zeile verzeichneten Zeiten Minimalwerte. Diese Tabelle gestattet aber noch eine andere bedeutsame Anwendung. In genügender Annäherung kann man die Sinkgeschwindigkeiten für eine gegebene Fragmentgröße gleichsetzen der Stärke desjenigen Stroms, der die Teilchen mit sich davon zu tragen vermag. Es werden also alle Meeresströmungen von den stärksten an hinab bis zu so schwachen von 3.78 cm per Sekunde oder 1¾ Seemeilen in 24 Stunden noch leere Globigerinenschalen von 0.75 mm Durchmesser mit sich tragen. Strömungen, die ruhendes Sediment aufheben sollen, müssen etwas stärker sein. Hiernach entnehmen wir der Tabelle, daß die kleinen Schalentrümmer von 0.12 mm Durchschnittsgröße schon von sehr schwachen Tiefenströmen (über 7 mm per Sekunde) aufgerührt werden können, und daß überall, wo solche Trümmer am Boden liegen, der Strom nicht dauernd stärker sein kann, als 7 mm per Sekunde oder 600 m in einem Tage[3]).

[1]) Karl Brandt im Zool Jahrb. System. Bd. 9, 1896, S. 27—74.

[2]) Ann. des Mines 1891, p. 33 f.

[3]) In einer neuen Arbeit hat Thoulet eine ähnliche Untersuchung auch für die feinsten Tonteilchen ausgeführt und für sie als Sinkgeschwindigkeit 40 mm in der Stunde gefunden. Comptes Rendus Ac. Paris 1905, t. 141, p. 669.

Die von den Gezeiten herrührenden Bewegungen der Wasserteilchen sind ungefähr von der gleichen Größenordnung; Börgen berechnete sie in einer halben Flutperiode für 5000 m Tiefe zu 400 m wagrechter Verschiebung. Hiernach wird es verständlich, wenn der Floridastrom auf dem sogenannten Blakeplateau, einer 800 bis 1200 m tiefen Stufe am nordamerikanischen Schelfrande nördlich von den Bahamainseln bis auf die Höhe von Savannah, alles feine Sediment wegfegt[1]). Ebenso erklärt es sich hieraus, daß auf den Gipfeldomen der unterseeischen Kuppenberge (S. 99) der Globigerinenschlamm fehlt und nur festeres Sediment aus Kalkalgen oder Kalkgerüsten größerer Tiere darauf liegt.

Unter den fremden Beimengungen gröberen Korns im Globigerinenschlamm sind, abgesehen von vulkanischen Auswürflingen, auch hier wieder die glazialen Geschiebe zu nennen. Im Nordatlantischen Ozean sind sie westwärts von den Azoren schon von der Challengerexpedition (bis 35° N. B.) gefunden und seitdem wiederholt von den Kabeldampfern bestätigt worden: hier, wie im Falle der Miniakuppen (S. 117), könnte die Verbreitung des modernen Treibeises von der Großen Neufundlandbank her fast noch zur Erklärung genügen. Das ist aber nicht mehr der Fall für die von der französischen Expedition an Bord des Talisman (1883) 1100 km von der europäischen Küste nordöstlich von den Azoren heraufgeholten größeren Geschiebe, die durch ihre nichtvulkanische Herkunft (in einem fanden sich Abdrücke von Trilobiten) und namentlich durch ihre Schliffe und Kritzen unzweifelhaft eine glaziale Vergangenheit verrieten[2]). Hier wird man wohl an das Treibeis der Eiszeit denken dürfen. — Im Südatlantischen Ozean zwischen Tristan da Cunha und Kapstadt in 35° bis 36° S. B. fand die Challengerexpedition im Globigerinenschlamm gröbere Brocken kristallinischer Gesteine, denen Murray und Renard ebenfalls eine glaziale Abkunft zuschreiben. Reichlicher und deutlicher begegneten solche Zeugnisse im südlichen Indischen Ozean innerhalb der sonst bekannten Treibeisgrenze; wie denn auch in Schiffsjournalen der Deutschen Seewarte zweimal mit Schutt befrachtete Eisberge in 43° und 44° S. gemeldet werden[3]). E. Philippi[4]) sagt von Grundproben der deutschen Südpolarexpedition aus dem südlichen Indischen Ozean, daß in ihnen der Globigerinenschlamm nach der Tiefe zu ärmer an kohlensaurem Kalk werde, was er, ganz wie Nansen das ähnliche Vorkommen des arktischen Schlicks (vergl. S. 173), mit der reichlicheren Zufuhr glazialen feineren Sediments in der Eiszeit erklärt.

Der Globigerinenschlamm hat eine weite Verbreitung in den irdischen Meeren: sein Gesamtareal ergibt sich zu rund 105 Millionen qkm oder 29.2 Prozent der ganzen Meeresfläche. Sein Hauptgebiet ist aber der Atlantische Ozean, wo er mit etwas über 44 Millionen qkm entfaltet ist und alle anderen Sedimente in den Schatten stellt. Im Indischen Ozean beherrscht er

---

[1]) Agassiz, Three Cruises of the Blake I, p. 259.

[2]) Nature vol. 29, 1883, p. 198. In der Liste Comptes Rendus 1886, t. 102, p. 793, fehlen leider alle Ortsangaben. Nach der Routenkarte von J. Hansen könnte die genaue Position aber wohl in 42° 20′ N., 21° 10′ W. gewesen sein, wo der Talisman in 4000 m längere Zeit gearbeitet hat.

[3]) G. Hartmann in Mitt. Ver. f. Erdk. Leipzig 1891, S. 76.

[4]) Verh. Geogr. Tag in Danzig 1905, S. 31.

31 Millionen, dagegen tritt er auffallend zurück im Pazifischen Ozean, von dessen Riesenfläche nur 30 Millionen ihm gehören. Auf der Karte (Fig. 32, S. 192) hat man den Eindruck, als wenn der Globigerinenschlamm von seinem atlantischen Hauptsitze aus eine Invasion in den Indischen und Südpazifischen Ozean hinein ausführe.

2. Der Pteropodenschlamm (Fig. 30) ist nur eine, gewissen tropischen und subtropischen Rücken eigene Abart des Globigerinenschlamms, worin die größeren mit bloßem Auge gut erkennbaren Bruchstücke der Pteropodenschalen, namentlich auch ihre kugelförmigen Spitzen, einen sehr beträchtlichen Anteil beanspruchen. Es handelt sich hier sowohl um Pteropoden der Gattungen *Limacina, Clio* und *Cavolinia*, als auch um Heteropoden der Gattungen *Carinaria* und *Atlanta*. Diese können



Fig. 30.



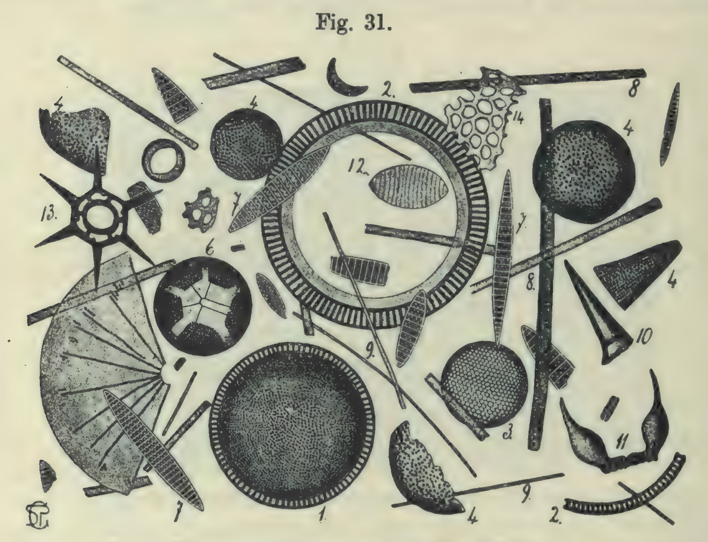
Pteropodenschlamm (nach Murray und Renard) $^{10}/_{1}$.

dann allein $^1/_4$ bis $^1/_2$ der ganzen Masse bilden. Bezeichnend ist, daß sich diese meist etwas delikaten Schalen in größeren Tiefen als 2600 bis 2700 m nicht mehr halten; dann ist der Globigerinenschlamm wieder typisch und allein da. Dieser Pteropodenschlamm umrahmt viele tropische Inselbänke und -brücken in Tiefen von 1000 bis 2700 m. Insbesondere findet er sich auch um die Azoren, die Außenseite der Antillen, westlich von den Kanarischen Inseln und in verhältnismäßig großer Ausdehnung auf dem südatlantischen Mittelrücken zwischen Ascension und Tristan da Cunha. Im Indischen Ozean kennt man ihn vor der afrikanischen Küste vom Äquator an bis nach Sokotora hin, auch westlich von Kap Comorin, bei den Nikobaren und Mentawieinseln. Im Pazifischen Ozean um die Fidschiinseln, östlich vom großen australischen Riff, um die Kermadec- und Hawaiischen Inseln, namentlich aber auch im Paumotugebiet. Überall handelt es sich nur um geringe Areale, die zusammen kaum $1\,^1/_2$ Millionen qkm erreichen.

3. Der Diatomeenschlamm (Fig. 31) ist ein kieselsäurereiches Sediment und im Gegensatze zum Globigerinenschlamm überwiegend eine Bildung der höheren Breiten beider Hemisphären; er hat seinen Ursprung wesentlich im Phytoplankton. Der Name ist von Sir

John Murray zuerst während der Challengerexpedition gebraucht worden, um gewisse vorwiegend aus den kieselhaltigen Frustulen von Diatomeen aufgebaute, im südlichen Indischen Ozean zwischen Kerguelen und der Eiskante auftretende Sedimente zu kennzeichnen. Der Diatomeenschlamm ist in feuchtem Zustande ein gelblichgrauer oder strohfarbener, sehr feinkörniger und in der Oberschicht sehr lockerer, in der Tiefe zäherer Schlamm; er wird, getrocknet, weiß und mehlartig, verhält sich auch beim Berühren mit den Fingern wie Mehl. Nur in größerer Landnähe kann er eine bläuliche Nüance annehmen, durch die ihm beigemengten Mineralteilchen. Sein Kalkgehalt ist in der Regel sehr gering, meist stark unter 30 Prozent; er wird durch Foraminiferen und andere Plankton-

Fig. 31.



Diatomeenschlamm (nach C. Chun) $^{300}|_{1}$.

Erklärung. *1—5* Coscinodiscus sp. — *6* Asteromphalus. — *7* Fragilaria antarctica. — *8*, *9* Synedra. — *10* Rhizosolenia. — *11* Chaetoceras. — *12* Navicula? — *13*, *14* Dictyochen und Radiolarien.

formen beigesteuert. Die Hauptmasse aber liefern die Diatomeen, deren überaus reichliches Vorkommen in den kühleren und salzärmeren Meeresstrichen unweit des Treibeises des hohen Südens schon von Sir John Hooker beobachtet wurde, wie es übrigens auch den Nordpolfahrern aus den kalten Strömungen bei Grönland geläufig ist.

Die im besser bekannten südhemisphärischen Diatomeenschlamm vorzugsweise vertretenen Arten gehören den Gattungen *Navicula*, *Coscinodiscus*, *Thallassiothrix*, *Fragillaria*, *Synedra*, *Asteromphalus*, *Rhizosolenia*, *Actinocyclus* u. a. an, deren Frustulen sich leicht aus dem Sediment abschlämmen lassen. Der feinste zurückbleibende Rest ist aus Splittern zerstörter Frustulen und anderer Gehäuse gebildet, enthält aber auch terrigene Mineralteilchen, die im Süden reichlich genug vom schmelzenden Eise zugeführt werden. Daß es hierbei auch nicht an gröberen erratischen Geschieben fehlen kann, ist selbstverständlich. — Bei Behandlung mit verdünnter Salzsäure löst sich ein beträchtlicher Teil des Sediments: in

einem von Murray und Renard mitgeteilten Falle waren es 9/10, die aufgelöste Kieselsäure machte dabei 68 Prozent aus, unlöslich davon blieben 4.7 Prozent, der Glühverlust war 5.3 Prozent, Eisenoxyd und Tonerde waren nur in ganz geringen Mengen vorhanden, der kohlensaure Kalk erhob sich auf 19.3, der phosphorsaure betrug nur 0.4, die Bittererde 1.1 Prozent. Aus dem chemischen Verhalten des Diatomeenschlammes schließen Murray und Renard, daß er wesentlich aus Kieselsäurehydrat bestehe.

Ein geschlossener Gürtel dieses Sediments umgibt den Erdball in den höheren Südbreiten (s. Fig. 32) mit einem Areal von fast 22 Millionen qkm; am schmalsten ist er südlich von Amerika, am breitesten anscheinend im Indischen Ozean. Schon seit 1851 kennt man sein Auftreten im nördlichsten Teil des Pazifischen Ozeans bei den Aleuten, wo Lt. Brooke die Proben sammelte und Professor J. W. Bailey sie bestimmte. Sehr auffällig sind die Diatomeensedimente in den tropischen Breiten, wie sie 1904 Alex. Agassiz im Perustrom zwischen Callao und den Galápagos auffand, wo sich stellenweise in Tiefen zwischen 2700 und 5200 m „eine richtige Infusorienerde" bildet, oder wie in den Grundproben des Nero zwischen den Marianen und Philippinen, wo in Tiefen von 4500 bis 6000 m die Diatomee *Coscinodiscus rex*, eine der größten bekannten Formen von 0.8 mm Durchmesser, örtlich ganz eng umschriebene fleckweise auftretende, gänzlich aus Frustulen bestehende Anhäufungen zusammensetzt[1]). Insgesamt nimmt der Diatomeenschlamm ein Areal von rund 23 Millionen qkm oder 6.4 Prozent der irdischen Meeresböden ein.

Auffallend ist, daß das Sediment in der unmittelbaren Nähe der Eiskante gänzlich fehlt, wo man es doch nach dem besonderen Reichtum des dortigen Planktons an Diatomeen vorzugsweise erwarten sollte. Die Tatsache ist übereinstimmend von der Belgica, Gauß und Scotia gemeldet. Zur Erklärung sind zwei Wege versucht worden. Zunächst kann man daran denken, daß die Diatomeen nur durch die vor der Eiskante selbst besonders ergiebige Ablagerung von kontinentalem Schutt verdeckt seien. Wäre das richtig, so müßte der diatomeenfreie antarktische Schlick vorzugsweise aus gröberem Material bestehen. Im Gegenteil aber fand wenigstens die schottische Expedition den genannten Schlick als ein auffallend feinkörniges Sediment. Einen zweiten, anscheinend gangbareren Weg zur Erklärung hat der Geologe der deutschen Südpolarexpedition gewiesen. Nach Dr. E. Philippi sind es Unterströmungen, die die absinkenden Diatomeenreste mit sich nordwärts fortreißen und so erst in einiger Entfernung vom Eise zum Absatz gelangen lassen. In der Tat läßt sowohl die Anordnung der Temperaturen, wie der unmittelbare Augenschein im Verhalten der Planktonnetze solche Strömungen als vorhanden und wirksam annehmen: es sind die von O. Pettersson kürzlich näher untersuchten Eisschmelzströme. Auffällig bleibt immerhin die verhältnismäßig sehr scharfe Abgrenzung zwischen dem diatomeenfreien blauen Schlick und dem Diatomeenschlamm zwischen 57° und 61° S. B., wie sie die schottische Expedition fand; es war:

in 61° 21′ S., 13° 2′ W.: blauer Schlick ohne Diatomeen,
„ 56° 57′ S., 10° 3′ W.: 55 Prozent Diatomeen im Sediment,
„ 51° 7′ S., 9° 31′ W.: 70 „ „ „ „

[1]) James M. Flint, Bull. U. S. National Museum Nr. 55, Washington 1906, p. 12.

Die *abyssischen Sedimente* (vergl. Karte Fig. 33) werden wesentlich durch den Roten Tiefseeton gebildet, der in typischen Proben fast ganz ohne Planktonreste bleibt, wo aber doch solche vertreten sind, die kalkigen Teilchen ausschließt und nur die kieseligen duldet. Darum ist es ganz berechtigt, den sogenannten Radiolarienschlamm nur als eine örtliche Variante des Roten Tons aufzufassen.

4. Der *Rote Tiefseeton*, der die größten Tiefen und die weitesten Flächen der Ozeane erfüllt, birgt auch noch die tiefsten Geheimnisse irdischer Sedimentbildung, denn seine Entstehung kann noch keineswegs in allen Punkten als aufgeklärt gelten. Als die Challengerexpedition zuerst auf dem Wege von Tenerife nach St. Thomas alle Tiefen von mehr als 4800 m mit einem eigenartigen Ton bedeckt sah, vertrat ihr Leiter Sir Wyville Thomson die Auffassung, daß dieser Ton in Wahrheit ebenfalls organischen Ursprungs sei, nämlich der letzte unlösliche Überrest der kalkhaltigen Ablagerungen, die anderwärts den Globigerinenschlamm liefern, sozusagen die Asche des Planktons,

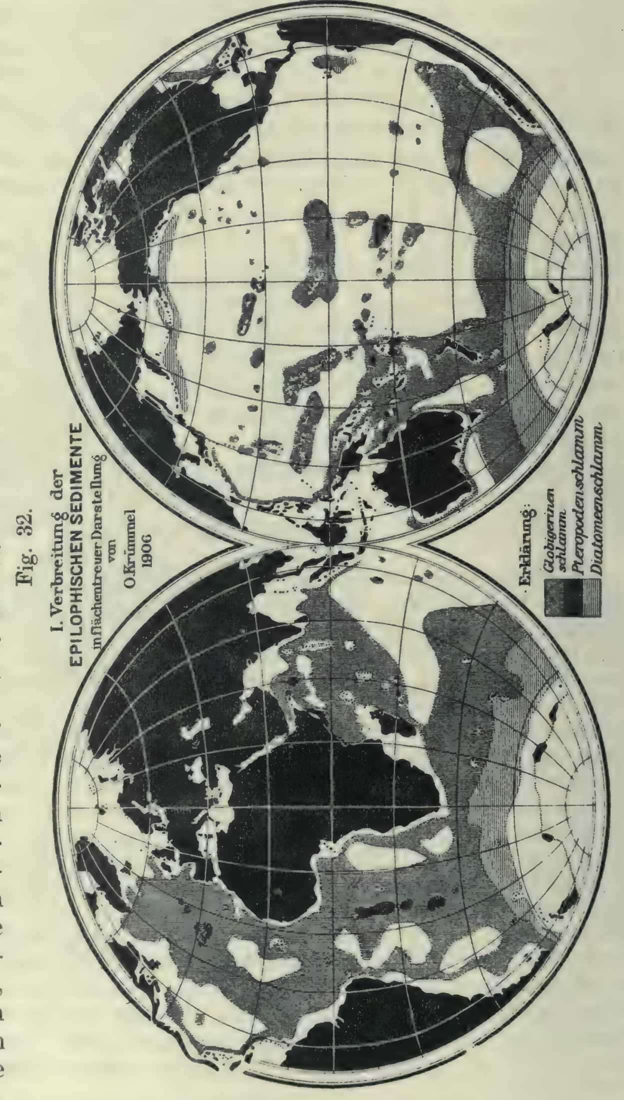


Fig. 32. I. Verbreitung der EPILOPHISCHEN SEDIMENTE in flächentreuer Darstellung von O. Krümmel 1906

nachdem der Kalk auf irgend eine Weise beseitigt worden. Thomson schloß daran die Vermutung, daß auch gewisse feinste, homogene Tone und Tonschiefer der paläozoischen Formationen, die man bisher als Produkt zersetzter und verschwemmter älterer Gesteine betrachtet habe, ähnlich entstanden, also im Grunde organischen Ursprungs seien, wie

das von allen Kalksteinen gelte. Einige Jahre später aber hat sich Thomson überzeugt, daß die kalkigen Schalen des Globigerinenschlamms Tonerdesilikate nicht enthalten; er neigte sich mehr der schon früher (1877) von Sir John Murray vertretenen Meinung zu, wonach diese landfernen Tone hauptsächlich von zersetzten Tonerdesilikaten herrühren, die durch oberirdische und submarine Vulkanausbrüche über die Fluren der Ozeane hin verbreitet würden; in zweiter Linie käme daneben noch die in einem kolloidalen Zustande verbreitete feinste tonige Materie terrigenen Ursprungs in Betracht. Daß der Kalk der absterbenden Planktonorganismen in irgend einer Weise verschwinden muß, um den Ton zum Vorschein und zur Alleinherrschaft gelangen zu lassen, gibt Murray ohne weiteres zu. Es ist darauf noch zurückzukommen, nachdem wir die besonderen Eigenschaften dieses Sediments näher untersucht haben.

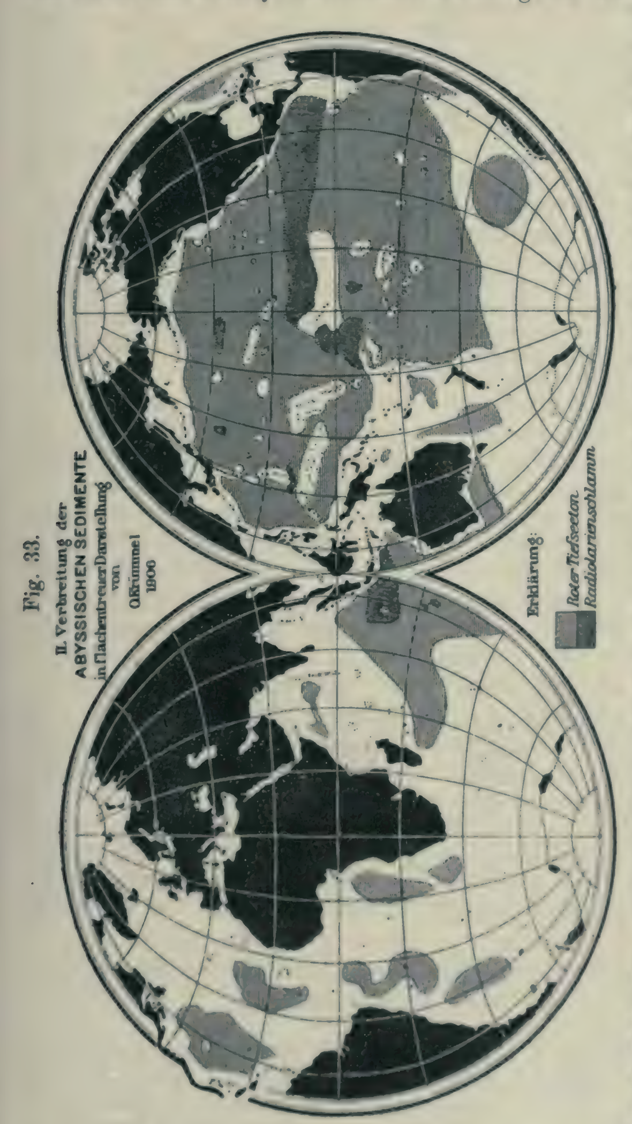


Fig. 33.

Der Rote Tiefseeton trägt seinen Namen in jeder Hinsicht mit Recht. Erstlich ist seine Farbe rot in den verschiedensten Abstufungen. Im Nordatlantischen Ozean neigt die Farbe wegen reichlicheren Gehalts an Eisenoxyd mehr zum Ziegelrot, im Südpazifischen und Indischen wird sie mehr schokoladenbraun, weil hier die Zumengung von feinen Braunsteinkörnchen groß ist. In Landnähe kann durch eingeschwemmtes frischeres Mineralmaterial die Farbe mehr bläulich als rot werden, wie denn in der Tat

der dunkle Schlick öfter unmittelbar, d. h. ohne Übergangsbildung von Globigerinenschlamm, in den Tiefseeton hinübergeht: das geschieht südlich von Alaska und den Aleuten (vergl. auch S. 172). In anderen Fällen aber, wo Globigerinenschlamm in der Nähe ist, hebt sich der Kalkgehalt auf 20, ja 25 Prozent und wird die Farbe mehr grau.

Zweitens ist er ein Erzeugnis der wahren Tiefsee. Die 70 genau analysierten Proben der Challengerexpedition stammen aus Tiefen zwischen 4069 und 7224 m, im Durchschnitt aus 4993 oder rund 5000 m. Von 97 Lotungen der Tuscarora im Nordpazifischen Ozean, die Roten Ton ergaben (meist als gelblichbrauner Schlick bezeichnet), ist das Tiefenmittel 5230 m. Alex. Agassiz nennt auf seiner Fahrt im Winter 1899 auf 1900 von San Francisco nach dem Paumotugebiet und von dort über die Fidschiinseln, Karolinen und Marianen 26mal Roten Ton, wofür die mittlere Tiefe 4777 m wird, die geringste 4142 m. Die deutsche Tiefseeexpedition auf der Valdivia traf ihn im Indischen Ozean, von Neuamsterdam nach Padang steuernd, zwischen 28° und 7° S. B. 7mal, die mittlere Tiefe war 5180 m. Diese Maße werden genügen: in weniger als 4000 m ist Roter Ton bisher nicht mit Sicherheit nachgewiesen.

Zum dritten ist das Sediment ein richtiger Ton. Zwar pflegt die zuoberst aufliegende Schicht als dünner, wässeriger, oft heller gefärbter Schlamm aufzutreten, aber darunter liegt, von den Lotröhren oft bis in 60 cm Tiefe durchsunken, ein sehr steifer, kompakter Ton, der in frischem Zustande plastisch und knetbar ist, insbesondere auch den bekannten Tongeruch hat. Getrocknet wird er hart, so daß er nur mit dem Hammer zu zerschlagen ist; gebrannt wird er grell rot, und es erfordert große Hitzegrade, um alles Wasser auszutreiben. Oft ist er in den einzelnen Schichten etwas abweichend gefärbt, auch chemisch anders zusammengesetzt. In anderen Fällen zeigt er sich gefleckt, wo sich Brocken von Bimsstein, Laven oder vulkanischem Glas darin zersetzt haben oder Mangankörnchen sich dichter zusammendrängen. In den meisten Fällen aber ist der in der Lotröhre aufgeholte Rote Ton eine ganz homogene Masse, die sich, zwischen den Fingerspitzen zerrieben, ganz fein und seifig anfühlt, aber dabei auch härtere Teilchen wahrnehmen läßt, die sich unter dem Mikroskop als Mineralien erweisen. In der Dredsche aber zeigt sich, daß er in seiner Gesamtheit doch ein gemischtes Sediment ist, das, wie in einer Paste, eine Menge harter Fremdkörper birgt: Haifischzähne, Gehörknöchelchen von Walen und Seeschildkröten, große und kleine Brocken von Bimsstein und andere vulkanische Auswürflinge, alle mehr oder weniger stark eingehüllt in Krusten von Braunstein (Mangansuperoxyd); viele bilden sogar große Manganknollen von Kartoffel- bis Faustgröße.

Chemisch betrachtet ist die Grundmasse des Roten Tons ein wasserhaltiges Tonerdesilikat $(2\,SiO_2,\ Al_2O_3 + 2\,H_2O)$, bestehend aus farblosen, amorphen Partikelchen, die sich zwischen gekreuzten Nikols als isotrop erweisen. Aber diese Grundmasse macht niemals mehr als die Hälfte, gewöhnlich viel weniger vom Ganzen aus; es sind daneben noch fremde Beimengungen vorhanden. Von kohlensaurem Kalk sind oft nur Spuren, selten mehr als 2 Prozent nachweisbar, nur in den Übergängen zum Globigerinenschlamm mehr. Im typischen Ton sind deutliche Reste von pelagischen Foraminiferen nur vereinzelt zu erkennen: in 70 überhaupt genauer untersuchten Proben

der Challengerexpedition 43mal, benthonische 34mal, ebenso oft fanden sich Fischzähne, und Echinodermenfragmente 22mal, am seltensten sind solche von Kephalopoden, Ptero- und Heteropoden, Kokkolithophoren. Der durchschnittliche Kalkgehalt dieser 70 Proben war 6.7 Prozent, und erwies sich im allgemeinen höher in mäßigen als in großen Tiefen: in 4000 bis 5000 m 8.4, in über 5500 m kaum 1 Prozent. Besser erhalten sind die kieseligen Reste, und wo diese sich über größeren Flächen der tropischen Meere anhäufen, geht der Rote Ton in Radiolarienschlamm über, oder in hohen Südbreiten in Diatomeenschlamm. Radiolarien fanden sich in den 70 Proben der Challengerexpedition 61mal, Spongiennadeln 49mal, Diatomeen 32mal, benthonische Sandforaminiferen 49mal. Dabei ist der Rote Ton das Wohngebiet einer charakteristischen Fauna, die zwar nicht so volkreich ist, wie sie andere pelagische Sedimente bewohnt, aber in den Dredschzügen doch reichlich erhalten wird; hierbei muß auffallen, wie verhältnismäßig wenig noch von den harten Gerüsten dieser Formen im Roten Ton selbst erhalten bleibt[1]).

Wie dunkel noch für uns die chemischen Prozesse in jenen abyssischen Räumen sind, ist besonders aus dem Verhalten des Kalks in den Bodenablagerungen von mehr als 4000 m Tiefe zu entnehmen. Das pelagische Plankton mit seinen kalkabscheidenden Organismen fehlt nirgends ganz in den oberen Schichten der Ozeane, und doch sind die kalkigen Sedimente auf die Rücken und Schwellen von meistens weniger als 4000 m Tiefe beschränkt, während die größeren Tiefen über 4500 m davon frei bleiben. Nach Murray und Renard schwindet mit zunehmender Tiefe der Kalk im Sediment sehr rasch; auf Grund ihrer Untersuchungen von 231 Proben der Challengerexpedition ist als festgestellt zu betrachten, daß der Kalkgehalt zwar zwischen 3000 und 4000 m Tiefe noch rund 50 Prozent ausmacht, bei 5000 m auf 20 Prozent sinkt und bei 6000 m nicht mehr 1 Prozent beträgt. Es hatten genauer:

68 Proben aus	weniger als 2000	Faden	(3660 m):	60—80 Prozent,
68 „ „	2000—2500	Faden	(3660—4570 m):	46.7 „
65 „ „	2500—3000	„	(4570—5490 m):	17.4 „
8 „ „	3000—3500	„	(5490—6400 m):	0.88 „

Es muß also ersichtlich in den Räumen von mehr als 4000 m eine energische Auflösung des in Gestalt organischer Kalkschalen in die Tiefe sinkenden kohlensauren Kalkes erfolgen. Murray und Renard schreiben dies dem größeren Reichtum der tieferen Wasserschichten an Kohlensäure zu; überdies soll nach Experimenten von Reid eine Steigerung des Druckes die Fähigkeit des Seewassers, Foraminiferenschalen aufzulösen, merklich vermehren. Im allgemeinen vermag Seewasser wohl alle überhaupt in Wasser löslichen Stoffe auch seinerseits aufzulösen, wenn auch viel langsamer als reines Wasser. Es

---

[1]) Gegen die Brauchbarkeit der Analysen, die Dr. Brazier an den Proben des Roten Tons der Challengerexpedition ausgeführt hat und die bei Murray und Renard abgedruckt sind, haben später, wie es scheint im Einverständnis mit Sir John Murray, die englischen Geologen J. B. Harrison und A. J. Jukes-Browne sehr gewichtige Bedenken ausgesprochen. Brazier versäumte es, die im Ton enthaltenen Seesalze und die Alkalien gesondert zu bestimmen; die ersteren betragen 3.6 Prozent, die Alkalien 6.1 Prozent, beide sind offenbar in Braziers Kieselsäuregehalt mit verrechnet. Eine von den genannten Geologen ausgeführte Analyse ergab als Zusammensetzung eines Roten Tiefseetons aus dem Nordpazifischen Ozean (33° 22′ N., 154° 56′ W., 5395 m): tonige Bestandteile = 67.85, organische Reste = 5.88, vulkanisches Glas und Bimsstein 23.26, Seesalze (NaCl, MgCl, $CaSO_3$) = 3.6, Quarz = 0.01 Prozent. (Quart. Journal of Geol. Soc. London 1895, vol. 51, p. 315. Vergl. auch die Tabelle am Schluß dieses Kapitels.)

geht das aus vergleichenden Versuchen hervor, die wir J. Thoulet[1]) verdanken. Indem er Bimsstein von den Liparischen Inseln, Schalen von *Cardium* und *Pectunculus*, Korallen der Gattung *Cladocera* und Globigerinenschlamm aus dem Nordatlantischen Ozean (40° N., 29³/₄° W.) benutzte, erhielt er als Lösungsverlust in Gramm pro Tag und Quadratdezimeter Oberfläche:

	Bimsstein	Muscheln	Korallen	Globiger.
In Seewasser	0.000 105	0.000 039	0.000 201	0.000 137
In Süßwasser	0.000 832	0.001 843	0.003 014	0.003 091

Der Lösungsprozeß wird aber wahrscheinlich noch beschleunigt, weil sich beim Verwesen der organischen Substanz im Verlaufe des Absinkens freie Kohlensäure entwickelt, indem sich der organische Kohlenstoff mit einem der Metallsulfate des Seewassers verbindet und das Sulfat in Sulfid reduziert. Es kommen dann auf jedes Molekül Sulfid zwei Moleküle Kohlensäure. Da nun auf diese Weise aller Kohlenstoff aus marinen Organismen in Kohlensäure verwandelt würde, müßten sich in den unteren Schichten enorme Mengen davon ansammeln, aber auch die Sulfide müßten anwachsen und alles vergiften, so daß kein Leben mehr in den Bodenschichten der Meere möglich wäre. Deshalb ist der Prozeß mit der Bildung von Sulfiden nicht als beendet zu betrachten. Die Kohlensäure soll nun nach Murray und Renard sofort nach ihrer Bildung wieder das Sulfid zersetzen und einerseits ein Metallkarbonat, anderseits Schwefelwasserstoff bilden. Da nun aber im Seewasser atmosphärischer Sauerstoff suspendiert ist, oxydiert der Schwefelwasserstoff zu Schwefelsäure, und diese wieder verbindet sich mit dem Metall des Karbonats zu einem Metallsulfat und gibt die Kohlensäure des Karbonats frei. Diese steht dann zur Auflösung von Kalk zur Verfügung[2]). Indem so die Kohlensäure wächst, wird der atmosphärische Sauerstoff im Seewasser vermindert, und dies haben in der Tat die wenigen bisher bekannt gewordenen Gasanalysen von Tiefenwasser ergeben, wie bei späterer Gelegenheit gezeigt werden wird. Je weiter der Weg ist, den diese hinabsinkenden Planktonleichen zu durchmessen haben, desto größer wird auch der Endeffekt dieser Zersetzung sein. Bei dem hier dargestellten Umsatz der Karbonate könnte es auch sehr wohl geschehen, daß in den Resten der Schalentrümmer das Calcium durch äquivalente Mengen von Magnesium ersetzt wird; die genauen Analysen von Tonproben der Challengerexpedition durch Brazier haben in der Tat ergeben, daß in vielen Fällen darin das Magnesiumkarbonat stärker vertreten war, als das Calciumkarbonat.

Als eine andere Quelle der Kohlensäureanreicherung der tiefen Wasserschichten könnte man übrigens auch Exhalationen dieses Gases aus unterseeischen Vulkanherden betrachten, worauf schon Dittmar, Alex. Agassiz[3]) u. a. hingewiesen haben.

Kann man alle diese theoretischen Erwägungen so weit wohl als richtig oder doch als zulässig zugeben, so bleibt noch die weitere Frage offen, was aus dem so stetig vermehrten Kalkkarbonat werde. Wird ozeanisches Oberflächen-

[1]) Comptes Rendus, Paris 1890, t. 110, p. 653.

[2]) In der Sprache der Chemie ausgedrückt verläuft dieser Prozeß folgendermaßen: R ist irgend ein Metall, z. B. Ca oder Mg. $RSO_4 + 2C = 2CO_2 + CaS$; $2CO_2 + CaS + H_2O = H_2S + CaCO_3$; $H_2S + CaCO_3 + 2O_2 = H_2SO_4 + CaCO_3 = CaSO_4 + CO_2 + H_2O$.

[3]) Three Cruises of the Blake I, 283.

wasser daraufhin analysiert, so zeigen sich darin nur sehr geringe Mengen, und soweit die bisher allerdings nicht an frischem Material ausgeführten Analysen reichen, ist auch der Zuwachs an gelöstem Kalk im Bodenwasser der Ozeane nur sehr gering gesteigert gegenüber dem Gehalt der Oberflächenschichten. Nach Dittmar ist die Alkalinität auf das Hundert aller gelösten Salze gerechnet im Oberflächenwasser 146, im Bodenwasser 152 mg. Dabei werden doch auch viele am Boden der größten Meerestiefen lebende kalkabscheidende Tiere im Sediment nicht konserviert, sondern verschwinden vollständig, und obendrein wird von Murray und Renard darauf hingewiesen, daß sich diese benthonischen Formen, ebenso wie die auch im kalten Wasser höherer Breiten lebenden Tiere überhaupt, durch sehr schwache Kalkgerüste oder -schalen auszeichnen, während die Bewohner tropisch warmer Wasserschichten stets mit kräftig entwickelten Skeletten oder Gehäusen versehen sind. Wo bleibt der in jenen kalten Tiefen stetig aufgelöste Kalk? In irgend einer Form muß er den in den Oberschichten besonders reichlich gedeihenden Planktonorganismen und dem Benthos der Flachsee wieder zugeführt werden, und zwar so rasch und gründlich, daß der Anteil des kohlensauren Kalks an den überhaupt im Seewasser gelösten Salzen nirgends wesentlich geändert erscheint. Die Aufhellung dieses noch dunklen Vorgangs ist dringend zu wünschen.

Wird der Rote Ton mit verdünnter Salzsäure behandelt, so bleibt ein mineralischer Rest zurück, der bei den 70 Tonproben der Challengerexpedition 93.3 Prozent im Durchschnitt umfaßte. Diese Mineralien sind von sehr verschiedenem Ursprung. Die Hauptmasse freilich ist, wie schon das Dredschmaterial erweist, vulkanisch, namentlich überwiegen Bimssteine aller Arten und Dimensionen vom feinsten Splitter bis zu Kopfgröße, und auch in allen Stadien der Zersetzung sodann begegnen die Trümmer von Sanidin, Plagioklas, Hornblende, Magnetit, vulkanischem Glas und dessen Zersetzungsprodukt Palagonit, auch Lavabrocken von Basalten, Augitandesiten u. s. f. Wo diese vulkanischen Auswürflinge vorhanden sind, stellen sich auch besonders reichlich die Körnchen von Braunstein und Eisenoxyd, und die Manganknollen ein. Kleine schwarze Magneteisenkügelchen sind in fast allen Proben vertreten; im nordatlantischen Tiefseeton auch abgerollte Quarzkörnchen, die als Passatstaub aus der afrikanischen Wüste über 40° W. L. hinaus entführt sein werden. Ganz ähnliche Quarzkörnchen fehlen nicht im Roten Ton um Australien, und nach Gümbel auch bei den Fidschiinseln und im Indischen Ozean. Unter den vulkanischen Mineralteilchen sind nach der Meinung von Sir John Murray die durch Luftströmungen (äolisch) beförderten vulkanischen Aschen und Staubfälle am meisten vertreten; nach seines Arbeitsgenossen Renard Ansicht aber sind es noch mehr die submarinen Eruptionen. Diese Frage muß zur Zeit unentschieden bleiben.

Daß die hier herangezogenen unterseeischen Vulkanausbrüche nicht selten vorkommen, ist schon aus der Verbreitung submariner Kuppen auch im Bereiche des Roten Tons ersichtlich. Bei dem großen Druck der auf dem Boden lastenden Wassersäule muß allerdings eine sehr heftige Gasentwicklung an der Ausbruchstelle stattfinden, wenn die Eruption weithin sichtbar sein und von Schiffen gemeldet werden soll, soweit solche überhaupt in der Nähe sein können. Wir werden also sicherlich nur über einen kleinen Bruchteil solcher submariner Eruptionen unserer Zeit unterrichtet werden. In einer von E. Rudolph[1]) zusammengestellten Liste über Seebeben finden sich doch einige hierher gehörige Wahrnehmungen aus neuerer Zeit in landfernen Gebieten. Unzweifelhaft sind aber auch von ozeanischen Inselvulkanen mehrfach ganz gewaltige Massen von Aschenstaub in die Atmosphäre geschleudert und Bimsstein in Menge den Meeresströmen überliefert worden. In dieser Beziehung

[1]) Beiträge zur Geophysik I, 1887, S. 238, 309, 355, 359.

kann u. a. auf die Ausbrüche des Coseguina 1835 und des Krakatau 1883 verwiesen werden, worüber die Handbücher der Geologie Näheres bringen[1]). Bimssteinfelder von der ersten Krakataueruption im Mai 1883 sind von der Sundastraße aus 1000 Seemeilen nach Westen (bis 6° S., 89° O.) vertrieben, die der zweiten noch ungleich größeren erheblich weiter[2]). Im Frühjahr 1878 wurden im Bismarckarchipel und bei den Salomoninseln mehrfach submarine Eruptionen beobachtet, die ebenfalls ungeheure Mengen von Bimsstein zu Tage förderten, so daß sie, an 1300 Seemeilen nach Osten vertrieben, bei den Elliceinseln noch große Flächen bedeckten[3]). Der Aschenfall der großen Krakatauexplosion vom 26. August 1883 erstreckte sich seewärts bis zur Kokosinsel im Süden, bis Singapore im Norden; der in die höchsten Luftschichten hinaufgeschleuderte feinste Aschenstaub hat Wanderungen zuerst über die ganze Tropenzone hin gemacht und ist dann später auch in beiden Hemisphären polwärts vertrieben, wie aus den abnormen Dämmerungserscheinungen zu schließen war. Nach Murray und Renard sind damals die leichten Splitter saurer vulkanischer Gläser für die äußere Zone des Aschenfalls bezeichnend gewesen, und nun kommen gerade Splitter solcher Art auch im Roten Ton besonders häufig vor. Auch von der neuesten Eruption des Vesuv am 8. bis 10. April 1906 sind die feinsten Aschen nicht nur nach Dalmatien, sondern auch bis an die Ostsee nach Kiel und Neustadt, sowie nach Paris vertrieben. Nach der genauen Analyse von Reinhardt Brauns[4]) waren sie wesentlich aus Splittern von Feldspat, braunem Glase, Leucit, Olivin, Augit von 0.05 bis 0.005 mm und weniger zusammengesetzt; sie haben also einen Weg von mindestens 1500 km durch die Luft zurückgelegt.

Als fremde Bestandteile des Roten Tons sind wiederum zunächst glaziale Geschiebe zu nennen, die schwerlich anders als in der Eiszeit an ihren gegenwärtigen Platz gelangt sein können. Alex. Agassiz[5]) fand am 27. August 1899 in 28° 23′ N., 126° 57′ W., etwa 500 Seemeilen südwestlich von Point Concepcion der kalifornischen Küste, in einem Trawlzug unter 8 Zentnern Manganknollen auch einige größere Geschiebe teils kristallinischen, teils sedimentären Ursprungs, an denen der englische Geologe Teall deutliche Bearbeitung durch Eis feststellte. Die heutige nordpazifische Treibeisgrenze aber entfernt sich nur unbedeutend von den Küsten Kamtschatkas; wohl nur in der Eiszeit können jene Geschiebe, etwa von Vancouver her, so weit nach Süden verfrachtet worden sein. Sie auf eine rezente Trifterscheinung, etwa nach Art der im Golfstrom gelegentlich beobachteten Waldinseln (S. 166) zurückzuführen, bietet insofern Schwierigkeiten, als den benachbarten Küsten sumpfige Alluvionen und wasserreiche Flüsse mangeln. — In südpazifischen Breiten bemerkte die Challengerexpedition ebenfalls im Dredschmaterial abgerundete Fragmente von Granit und Arkose in 32° 36′ S., 137° 43′ W., und unweit davon in 33° 29′ S., 133° 22′ W. ein großes Granitgeröll, die alle kaum anders als durch treibendes Eis während der Glazialperiode um volle 10° nördlich von der heutigen Treibeisgrenze vertrieben sein können. Ein dritter Fall von Gneisgeschieben auf der Challengerstation in 42° 42′ S., 134° 10′ O. südlich von Australien dürfte auf moderner Eistrift beruhen; ganz in der

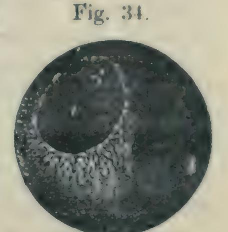
[1]) K. v. Fritsch, Allgem. Geologie S. 388; Neumayr, Erdgeschichte I, 250.
[2]) Ann. d. Hydr. 1884, S. 203, 357.
[3]) Ann. d. Hydr. 1879, S. 523.
[4]) Zentralblatt für Mineral. 1906, S. 321.
[5]) Mem. Mus. Comp. Zool. vol. 26, Nr. 1, 1902, p. 71.

Nähe sind noch im Jahre 1867 mehrfach Eisberge gesichtet. Ebenso sind glaziale Geschiebe im Roten Ton südlich von der Neufundlandbank nicht weiter auffällig.

Andere fremde Eindringlinge und zwar solche kosmischen Ursprungs finden sich so häufig, daß sie als ein bezeichnendes Merkmal des Roten Tons gelten. Schon im Jahre 1876 beschrieb Murray gewisse, den Magnetiten des Tons beigesellte, winzige dunkelgefärbte Kügelchen als kosmischen Staub, da sie ihrer Gestalt und chemischen Zusammensetzung nach nichts mit den in vulkanischen Auswürflingen enthaltenen Magnetiten (Titaneisen) zu tun hatten.

Murray und Renard haben sie dann genauer untersucht und nach der Farbe zwei Arten unterschieden, die schwarzen und die braunen. Die schwarzen Kügelchen, gewöhnlich 0.2 mm und weniger groß, zeigen eine metallglänzende, nicht ganz glatte Oberfläche mit einer näpfchenartigen Einsenkung (Fig. 34), darunter liegt ein reines Meteoreisen, und die chemische Analyse weist sie den Holosideriten unter den Meteoriten zu. Indem sie aus dem Weltenraum durch die irdische Atmosphäre flogen, wurden sie stark erhitzt und nahmen dabei nicht nur die kugelförmige Gestalt an, sondern oxydierten sich auch an der Oberfläche. Bei ihrer Abkühlung im Wasser zog sich die Oxyddecke zusammen und ließ so die näpfchenförmige Einsenkung frei. — Die braunen Kügelchen sind mehr silikatischer Zusammensetzung, gehören also zu den Steinmeteoriten oder Chondriten, die aber in den irdischen Eruptivgesteinen bisher nirgends bekannt geworden sind. An der Oberfläche bräunlich mit einem Bronzeglanz infolge der feinblätterig kristallinischen Struktur, übertreffen sie an Größe die Eisenmeteorite beträchtlich (meist sind sie über 0.5, selten über 1 mm groß), erscheinen auch nicht als so vollkommene Kugeln; im übrigen sind sie auch viel seltener, als die schwarzen. Wenn ein Liter Roten Tons aus dem landfernsten Teil des Pazifischen Ozeans genau abgesucht wird, finden sich 20 bis 30 schwarze, 5 bis 6 braune Meteorkörner; auch die Mangan-knollen besitzen solche in ihrer Rinde eingeschlossen. Dagegen wird man in einem Liter Globigerinenschlamm meistens keine finden, höchstens eines oder zwei, sie sind in diesem Sediment also anscheinend viel weitläufiger verteilt, und wenn sie im Roten Ton dichter gesät sind, ist daraus ohne weiteres zu schließen, daß sich der Ton viel langsamer absetzt, als der Globigerinenschlamm. Murray und Renard halten die von Nordenskiöld vom grönländischen Inlandeise gesammelten kosmischen Staubpartikel (die sogenannten Kryokonite) ebenso wie Wülfing für tellurische Erzeugnisse. Die in der Tiefsee gefundenen Meteorkügelchen sind nicht, wie man gemeint hat, Produkte moderner Fabrikschlöte oder Maschinenessen, denn die aus diesen gelegentlich davon fliegenden Eisentröpfchen haben eine ganz andere Gestalt und chemische Zusammensetzung. Daß solche meteorischen Niederschläge tatsächlich vorkommen und ein Schiff treffen können, hat Friedrich Ratzel an einem in Vergessenheit geratenen Falle erwiesen: am 11. November 1856 fiel auf das ameri-

Fig. 34.



Schwarzes Meteoreisenkügelchen. 20mal vergrößert (nach Renard)

kanische Schiff Joshua Bates etwa 250 Seemeilen südlich von Java (10° 38′ S., 117° 49′ O.) ein Niederschlag fester Körper, wie feinstes Vogelschrot. Durch Maurys Vermittlung erhielt der Mikroskopiker Ehrenberg eine Probe davon, und es ergab sich, daß es lauter sehr feste, aber hohle Kügelchen von Eisenoxyd waren, die nach der späteren Untersuchung durch den Freiherrn v. Reichenbach nur von der Explosion und Verbrennung eines großen Holosideriten herrühren konnten[1]).

Von Neubildungen sind die Glaukonite äußerst spärlich vertreten, dafür die zeolithischen Phillipsite recht häufig, oft auch in Gestalt der Durchkreuzungszwillinge. Mitten im Pazifischen Ozean von den Hawaiischen Inseln an über Tahiti nach Juan Fernandez hin fand die Challengerexpedition stellenweise 20 bis 30 Prozent der Lotungsprobe aus Phillipsiten bestehend; ähnlich geschah es im Nordpazifischen Ozean von der Tuscarora und Nero, und im Indischen von der Egeria. Solche modernen Kristallisationsprodukte am landfernen Meeresboden sind geeignet, die chemischen Vorgänge in jenen großen Tiefen zu beleuchten. Murray und Renard leiten die Phillipsite aus der Zersetzung des vulkanischen Materials her, namentlich aus den feinsten Aschen und den Palagoniten. Das unter starkem Druck stehende Seewasser darf als sehr lösungsfähig gelten[2]). Beim Zerfall dieser Aschen wird alles Kali, Natron, Calcium- und Magnesiumkarbonat gelöst, teilweise wird auch Eisen, Mangan, Tonerde ausgeschieden, und als Endprodukt bleibt ein wasserhaltiges Tonerdesilikat übrig. Das mit gelösten Stoffen erfüllte Schlammwasser kann, praktisch unbewegt an Ort und Stelle verharrend und die feinen Hohlräume zwischen den Tonteilchen erfüllend, also auch der Diffusion wenig ausgesetzt, im Laufe langer Zeiten solche Kristalle ausscheiden. Angesichts der örtlichen Anhäufung der Phillipsite könnte man auch an unterseeische Vulkanausbrüche und die damit verbundene örtliche Erwärmung des sonst so kalten Tiefenwassers als förderlich für den Kristallisationsvorgang denken.

Aus der Auflösung vulkanischer Auswürflinge ist wohl auch das so auffällige Auftreten der Manganabscheidungen zu erklären. Die M a n g a n k n o l l e n werden in den Gebieten des Roten Tons, namentlich in dem großen inselfreien Teile des Pazifischen Ozeans, der sich von den Kurilen und Aleuten bis zur Osterinsel und Juan Fernandez hin erstreckt und allein dem ganzen Atlantischen Ozean an Fläche gleichkommt, beim Dredschen (seltener in Lotröhren) als eine ständige, bald dichtere, bald lockrere, Bodenbestreuung gefunden; ihre Größe wechselt von den kleinsten Körnchen an bis zu faust- und kinderkopfgroßen Zusammenballungen, deren Gestalt den Kartoffelknollen oder riesigen Brombeeren ähnlich wird. Nach dem Zerschlagen zeigt sich allemal ein mehr oder weniger gut erhaltener Kern von Bimsstein oder anderen vulkanischen Brocken, oder es sind Haifischzähne, nicht selten von gigantischer Größe und seit dem Tertiär ausgestorbenen Arten zugehörig, oder Gehörknöchelchen von Walfischen und Schildkröten, oder auch Fragmente von Kiesel- und Kalkschwämmen. Größere Knollen haben oft mehrere solche Kerne

---

[1]) Poggend. Annalen 106, 1859, S. 476.

[2]) Vergl. auch J u s t u s R o t h, Allgem. u. chem. Geologie I, S. 60.

und sind dann unregelmäßig zusammengewachsen. Die Krusten selbst zeigen meist eine schalige Struktur, aber sind doch eine fest zusammenhängende Masse, die mit dem Messer leicht zu ritzen ist, sogar in seltenen Fällen auch eine Politur annimmt. Die chemische Untersuchung zeigt, daß am Aufbau der Krusten neben Braunstein (Mangansuperoxyd), der bis 63 Prozent liefert, sehr reichlich Eisenoxyd (bis 45 Prozent) beteiligt ist, so daß die Knollen damit gewissen Manganerzen des Bergbaus unmittelbar gleichen. Oft ist sogar mehr Eisen als Mangan darin. Auch der Tongehalt kann bis zur Hälfte, der Gehalt an Kieselsäure beinahe so hoch steigen. Diese höheren Oxyde von Mangan und Eisen haben eine große Beständigkeit, auch im Seewasser. Genauere Analysen von Dr. J. Gibson[1]) haben außer den genannten Stoffen noch geringe Beimengungen von Kupfer, Nickel, Blei, Kobalt, Molybdän, Spuren von Zink, Lithium, Thallium erwiesen. Über die Herkunft des Mangans sind sich Sir John Murray und A. Renard nicht ganz einig. Murray will es aus der Zersetzung der mehr basischen Vulkanprodukte herleiten, die ihr Eisen und Mangan zunächst in Karbonate verwandeln und danach in Oxyde, die sich dann aus der Lösung im Bodenschlamm um die genannten Kernkörper niederschlagen. Renard aber will, gemäß einer schon von Boussingault (1882) und Dieulafait (1883) geäußerten Ansicht[2]), den im Seewasser als Bikarbonat vorkommenden Manganverbindungen den größeren Anteil zuweisen, indem diese Karbonate sich bei der Berührung mit atmosphärischer Luft oxydieren, dann als Superoxyde gefällt und in dieser beständigen Form am Meeresboden niedergeschlagen werden. Murray bezweifelt diesen Weg, da es ihm und Irvine trotz ausgedehnter Versuche nicht gelungen sei, weder im Oberflächenwasser der Ozeane, noch im Kesselstein von Seedampfern Mangan nachzuweisen; nur im Bodenschlamm der litoralen Ablagerungen habe sich wirklich Mangankarbonat gefunden. J. Y. Buchanan[3]) hat die Vermutung geäußert, daß auch hierbei die Zersetzung organischer Stoffe beteiligt sei, indem die Sulfate des Seewassers dadurch in Sulfide umgewandelt würden; diese Mangan- und Eisensulfide sollten dann am Meeresboden weiter oxydiert werden. Zum vierten hat Gümbel[4]) ebenfalls auf die äußerst geringen Mengen des im Seewasser gelöst vorkommenden Mangans hingewiesen und deshalb vornehmlich unterseeische Ergüsse von Mineralwassern (Eduard Sueß würde sie juvenil nennen) oder auch vulkanische Eruptionen herangezogen, die ihren reichlichen Mangan- und Eisengehalt bei Berührung mit dem Seewasser ausfällen könnten; er vermutete auch, daß die runde Gestalt der Manganknollen durch mechanisches Hin- und Herrollen im aufquellenden Wasser hervorgerufen sei, was zu ihrer Ausbildung wohl kaum notwendig ist. Endlich hat Dr. Paul Fischer auch an die Beteiligung von Bakterien gedacht, deren Nachweis aber bisher noch nicht erbracht ist. Zwischen diesen verschiedenen Vermutungen[5])

[1]) Bei Murray und Renard a. a. O. p. 417—421.

[2]) Ann. de chimie et phys. t. 27, 1882, p. 289; Comptes Rendus t. 96, Paris 1883, p. 718.

[3]) Proc. R. Soc. Edinburgh 1891, vol. 18, p. 17 u. 54.

[4]) Gazelleexpedition II, S. 33 f.

[5]) H. Potonié hat in einem Sammelreferate in der Naturwiss. Wochenschrift Bd. 5, 1906, S. 166 auf die analog im Süßwasser gebildeten Seeerze hingewiesen, die nicht nur Eisen, sondern auch Mangan enthalten können.

sich zu entscheiden, wird bei dem gegenwärtig noch allzu lückenhaften Wissen von den Zuständen am Tiefseeboden nicht ernstlich zu verlangen sein. Immerhin ist nicht zu leugnen, daß in den vulkanischen Auswürflingen eine reichliche Quelle für Manganausscheidungen zur Verfügung steht.

Die Manganknollen sind noch in einer anderen Hinsicht sehr belehrend: sie legen Zeugnis ab von den ungeheuren Zeiträumen, die erforderlich gewesen sind, um die dicken Krusten um ihre Kernkörper herum abzuscheiden. Wir müssen hier durchaus mit geologischen Zeiträumen rechnen. Die bereits erwähnten, von Alex. Agassiz im nördlichen Pazifischen Ozean heraufgeholten Glazialgeschiebe, die in dicke Manganhüllen gebettet waren, zeigen, wie langsam die Abscheidung seit der Eiszeit vor sich gegangen ist und ebenso, wie gering der Absatz des Roten Tons um sie herum seitdem war. Die überkrusteten Haifischzähne, die Gehörknöchelchen von Walen und Delphinen gehören zum Teil solchen Arten an, die in den heutigen Meeren nicht mehr leben, sondern nach Sir John Murray unzweifelhaft Repräsentanten der tertiären Faunen sind. Diese alten Zähne und Knöchel sind stets besonders dick überkrustet und liegen dicht neben nur ganz schwach von Mangan überzogenen Exemplaren, die die heute lebenden Wale und Haie dazu geliefert haben. Eine solche Durchmischung ausgestorbener und moderner Formen, stark und schwach inkrustierter Reste in einem und demselben Sediment ist nur möglich, wenn dessen Abscheidung sich mit größter Langsamkeit vollzieht. Schon die massenhafte Ansammlung dieser Inkrustationen in Gesellschaft mit den Phillipsiten, kosmischen Meteorkügelchen und stark zersetzten vulkanischen Gläsern ist nur verständlich, wenn Zeiträume von ungeheurer Ausdehnung zu Hilfe genommen werden. Daß die Abscheidung des Braunsteins immer nur in den feinsten Partikelchen erfolgt, zeigt der oft abwischbare Anflug auf frischen Schalenresten.

Die geographische Verbreitung des Tiefseetons ist sehr merkwürdig (s. Fig. 33, S. 193). Zwei große geschlossene Flächen nimmt er im Pazifischen Ozean ein, die nur fleckweise vom Globigerinenschlamm und in einer breiteren Zone nördlich vom Äquator vom verwandten Radiolarienschlamm unterbrochen sind. Auch die Philippinenbucht, der nördliche Teil des pazifisch-antarktischen Beckens, sowie das Fidschibecken und die Australbucht, teilweise auch noch das Korallenbecken, gehören ihm an. Die Riesentiefen des Kermadec- und Tongagrabens tragen ebenfalls Roten Ton[1]). Im Pazifischen Ozean allein nimmt er das Areal von 101 Millionen qkm ein. Viel kleiner sind seine Flächen im Indischen Ozean, wo er mit 15½, und im Atlantischen, wo er mit 13½ Millionen qkm vertreten ist. Im Indischen Ozean besitzt er ein großes geschlossenes Areal, das sich von den Maskarenen ostwärts auf Australien hinzieht und in einem Ausläufer fast Tasmanien erreicht, dazu kommt ein kleineres von der Somaliküste ostwärts zu den Maldiven hin. Im Atlantischen Ozean sind es aber sechs isolierte und nicht große Räume: jedesmal die tieferen Teile der nordafrikanischen Mulde und des nordamerikanischen Beckens, des brasilianischen Beckens und der südafrikanischen Mulde, der Kapmulde

[1]) Nature vol. 53, 1896, p. 393.

nördlich von 40° S. Br. und des argentinischen Beckens. Insgesamt bedeckt der Rote Tiefseeton etwas über 130 Millionen qkm, also 36.1 Prozent des ganzen Meeresbodens und tritt damit an die erste Stelle unter allen ozeanischen Bodenablagerungen. Seine Hauptverbreitung liegt zwischen 50° S. und N. B. Beherrschend ist seine Stellung auf der Wasserhalbkugel der Erde, während der Globigerinenschlamm über die Meere der Landhalbkugel dominiert.

Der Radiolarienschlamm (Fig. 35), den wir schon mehrfach als bloße örtliche Abart des Roten Tons bezeichnet haben, empfing

Fig. 35.



Radiolarienschlamm aus dem Indischen Ozean (Präparat von K. Apstein) $^{60}|_{1}$.

Erklärung. 1 Tricyrtiden, 2 Dicyrtiden, 3 Discoideen, 4 Prunoiden, 5 Larcoideen, 6 Coroniden, 7 Sphaeroiden. — 8 Die Diatomee Chaetoceras, 9 Spongiennadeln.

ebenfalls seinen Namen durch Sir John Murray während der Challengerexpedition. Es ist ein Roter Ton mit sehr reichlicher Beimengung von kieselhaltigen organischen Resten, bestehend aus den Gehäusen von Radiolarien, Spongiennadeln und Diatomeenkapseln. Auch die Farbe ist rötlich, bald dunkel wie Schokolade, bald heller wie Erbsenstroh. Die tonige Grundmasse ist etwas weniger plastisch. Die Einschlüsse an vulkanischen Auswürflingen, Haifischzähnen, Manganknollen und kosmischen Meteorkörnchen sind ähnlich wie beim Roten Ton. Die Neigung, kleine Konkretionen zu bilden, ist wohl auf die Entwicklung gallertiger Kieselsäure zurückzuführen, wodurch sich rhomboedrische Kristalle von Calcit

oder Dolomit zu kleinen weißen Ballen verkitten. Obwohl im pelagischen Plankton die Radiolariengruppe der Akantharien sehr häufig ist, fehlt sie im Sediment durchweg, weil ihre schönen Gerüste aus dem sogenannten Akanthin bestehen, das, gleich dem verwandten Chitin, im Seewasser rascher Auflösung unterliegt. Dagegen beherrschen die kieselsäurereichen Skelette der Nassellarien und nächstdem die der Spumellarien, vereinzelt auch die von Phaeodarien das Sediment. Die deutsche Tiefseeexpedition hat mit ihren Schließnetzfängen nachgewiesen, daß die zarteren Skelettteile stufenweise mit der Tiefe verschwinden. Selten kommen also vollständige Gerüste von Radiolarien, meist nur Trümmer und Zersetzungsreste im Sediment zur Ablagerung. Von anderen kieseligen Resten sind die großen Frustulen der Diatomee *Ethmodiscus* besonders bezeichnend für den echt tropischen Radiolarienschlamm, denn *Ethmodiscus* fehlt allen Sedimenten aus gemäßigten und kalten Breiten. Sobald der Rote Ton mehr als 20 Prozent an Radiolarien enthält, wird er als Radiolarienschlamm bezeichnet. Die Challengerexpedition erhielt dies Sediment nur 9mal, darunter eine besonders typische Probe an ihrer tiefsten Lotung im westlichen Teil des Marianengrabens in 8184 m. Diese enthielt 54.4 Prozent Radiolarien und andere kieselige Organismen, 3.1 Prozent von pelagischen und 0.1 Prozent von benthonischen Foraminiferen, 0.8 Prozent andere Kalk liefernde Organismen, 1.7 Prozent Mineralien und der Rest von 40 Prozent entfiel auf den feinen Roten Ton. In einzelnen Proben war der in verdünnter Salzsäure lösliche Teil der Kieselsäure auffallend groß, einmal 46.5 Prozent. — Die geographische Verbreitung des Radiolarienschlamms ist beschränkt, insgesamt bedeckt er etwas über 12 Millionen qkm oder 3.4 Prozent der ozeanischen Bodenfluren. Im Atlantischen Ozean fehlt er anscheinend gänzlich; im Indischen besitzt er eine kleine Fläche um die Kokos- und Weihnachtsinsel herum. Im Pazifischen aber beherrscht er, wie es scheint, eine große Fläche zwischen 5° und 15° N. B. zwischen der zentralamerikanischen Küste und 165° W. L.; ein kleineres Vorkommen liegt nördlich von den Samoainseln bis etwa 5° N. B., andere isolierte im Marianengraben, in 38° N. B. in der Mitte des Nordpazifischen Ozeans und nordwestlich von dem Paumotuarchipel.

Zur Übersicht über die Verteilung der verschiedenen Bodenablagerungen in den drei großen Ozeanen, den Nebenmeeren und im Weltmeer überhaupt sind die nebenstehenden Tabellen zusammengestellt; sie beruhen auf planimetrischen Messungen, die jedoch nach Lage der Dinge nur angenäherte Arealwerte liefern können. Wenn sie sehr erheblich verschieden sind von den einst von Murray und Renard angegebenen Zahlen, so ist darin wesentlich der Fortschritt der letzten 15 Jahre erkennbar. Die Fläche für die litoralen Sedimente ist übrigens nicht besonders ausgemessen, sondern als Rest der übrigen aufgeführt, sie enthält daher die Fehler aller anderen Arealmessungen in sich und dürfte der Nachprüfung von anderer Seite wert sein.

Man ersieht daraus, wie der Atlantische Ozean das Meer des Globigerinenschlamms und der Pazifische das des Roten Tiefseetons ist, während der Indische wieder dem Atlantischen näher steht.

Areale der Bodenablagerungen in Millionen Quadratkilometer.

	Neben-meere	Atlant. Ozean	Ind. Ozean	Pazif. Ozean	Die drei Ozeane	Das Welt-meer
I. Litorale Ablagerungen	24.0	4.7	3.3	1.0	9.0	33.0
II. Hemipelagische Ablagerungen . .	16.5	13.9	11.4	13.8	39.1	55.7
III. Eupelagische Ablagerungen . . .	—	63.1	58.7	150.9	272.7	272.7
1. Globigerinenschlamm	—	44.2	31.4	30.0	105.6	105.6
2. Pteropoden „	—	0.7	0.2	0.5	1.4	1.4
3. Diatomeen „	—	4.5	10.2	8.5	23.2	23.2
4. Roter Tiefseeton	—	13.7	15.4	101.2	130.3	130.3
5. Radiolarienschlamm	—	—	1.5	10.7	12.2	12.2
Summe I, II, III	40.5	81.7	73.4	165.7	320.8	361.3

Areale der Bodenablagerungen in Prozentanteilen.

	Neben-meere	Atlant. Ozean	Ind. Ozean	Pazif. Ozean	Die drei Ozeane	Das Welt-meer
I. Litorale Ablagerungen	59.2	5.7	4.5	0.6	2.8	9.1
II. Hemipelagische Ablagerungen . .	40.8	17.1	15.5	8.3	12.2	15.4
III. Eupelagische Ablagerungen . . .	—	77.2	80.0	91.0	85.0	75.5
1. Globigerinenschlamm	—	54.0	42.7	18.1	32.9	29.2
2. Pteropoden „	—	0.9	0.3	0.3	0.5	0.4
3. Diatomeen „	—	5.5	13.9	5.1	7.2	6.4
4. Roter Tiefseeton	—	16.8	21.1	61.0	40.6	36.1
5. Radiolarienschlamm	—	—	2.0	6.5	3.8	3.4
Summe I, II, III	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Die geographische Verbreitung der verschiedenen Bodensedimente bedarf noch in wesentlichen Punkten der Aufklärung. Als Ganzes genommen ist allein der Diatomeenschlamm als ein Sediment der höheren Breiten zu bezeichnen, wobei allerdings auch keine strenge Beziehung zur geographischen Breite insofern besteht, als kürzlich von Alex. Agassiz im Perustrom nahe am Äquator und von Flint nach den Funden des Nero östlich von den Philippinen Diatomeenschlamm beschrieben worden ist. Zu den Meeresströmungen ist sonst keinerlei Beziehung erkennbar, wenigstens soweit das heute zu entwerfende unvollständige Kartenbild befragt werden kann. Für den Nordatlantischen Ozean ist die Verbreitung des Globigerinenschlamms wohl in der Hauptsache festgestellt, aber wir erkennen nicht die geringste Beziehung zu den für das pelagische Plankton sonst doch maßgebenden Meeresströmungen: der nördliche Äquatorialstrom, der Floridastrom, die Golfstromtrift — alle gehen quer über die mit diesem Sediment bedeckten und dann über die vom Roten Ton erfüllten Becken hinweg. Die Meeresströmungen projizieren also nicht einfach ihr Plankton am Meeresboden. Es ist das schon sehr früh Louis

Agassiz aufgefallen, als er nach besonderen Merkmalen des Floridastroms am Meeresboden ausschaute, da er in diesem Hauptsammler tropischen Wassers auch einen kondensierten Niederschlag tropischen Planktons an seinem Boden erwartete, aber nichts davon angedeutet fand, nicht einmal Sedimente aus den gewaltigen Tropenströmen, dem Amazonas und Orinoco, die ihm ihre Gewässer zuführen. Entscheidend sind in erster Linie für Globigerinenschlamm und Roten Ton die Meerestiefen, sodann der Abstand vom Festland. Vielleicht daß man später einmal in der Lage ist, in dem uns einheitlich erscheinenden Globigerinenschlamm mehrere lokale Abarten oder Facies zu unterscheiden und dann in diesen gewisse Wirkungen der Meeresströme nachzuweisen; heute vermögen wir dergleichen jedenfalls noch nicht. Alexander Agassiz aber hat darauf hingewiesen, wie er mit dem Verlassen des kühlen Meeresstroms von den Galápagosinseln nach Südwesten fahrend nicht nur die Planktonwelt der Oberflächenschichten rasch verarmen, sondern auch die Bodenbedeckung dem sterilsten Roten Ton verfallen sah. E. Philippi wollte in Grundproben des atlantischen Südäquatorialstroms nördlich von Ascension nahe am Äquator noch fein verteilte Flußtrübe der großen afrikanischen Strömungen an ihrer schwarzen Farbe wiedererkennen, wie sie schon die Challengerexpedition ebendaher beschrieben hatte: die Foraminiferengehäuse waren hier bedeckt und erfüllt von einer schwarzen oder dunkelbraunen Substanz, die man als verkohlt organisch deutete[1]). Tatsache wie Deutung scheinen mir dringend des Nachprüfens wert. Immerhin hat der beste lebende Kenner der Meeressedimente, Sir John Murray, sich dahin geäußert, daß er aus einer beliebigen ihm vorgelegten Probe des Globigerinenschlamms die Örtlichkeit angenähert richtig in 9 unter 10 Fällen zu bestimmen in der Lage sei. Hierzu gehört natürlich nicht nur Kenntnis des toten Sediments, sondern auch des pelagischen Planktons, und in dieser Hinsicht stecken wir zur Zeit leider noch allzutief in den Anfängen. Aber es wäre möglich, daß sich in Zukunft daraus eine Facieslehre entwickelte.

Alles moderne Sediment ist mehr oder weniger weich, bildsam, oft locker. Steilere Böschungen kann solch wasserdurchtränktes Material nicht dulden, es wird der Schwere folgend schon aus ganz schwachen Impulsen immer tieferen Lagen zustreben. Daher die sanften Böschungen, die für das ozeanische Bodenrelief im ganzen charakteristisch sind, daher aber auch die Seltenheit von Schichtungen auch in den lang ausgestanzten Proben, wie die neueren Expeditionen sie heimzubringen pflegen. Ausnahmen hiervon sind immer bedeutsam und oft leicht zu deuten. So, wenn ein vulkanischer Aschenauswurf in weißlichem Globigerinenschlamm eine schwarze feine Membran eingelagert hat, wie das von der Challengerexpedition östlich von der Laplatamündung (35° 45′ S., 18° 31′ W.) beschrieben wird, oder wenn gar ein mehrfacher Wechsel von helleren und dunkleren Bändern erkennbar wird, wie sie nach Thoulets[2]) ausführlicher Beschreibung gewisse Grundproben des Fürsten von Monaco im Bereiche der Azoren oder der nordafrikanischen Mulde kennzeichnen.

Wie durch abweichende Beschaffenheit der tieferen Schichten in

---

[1]) Murray und Renard a. a. O. p. 147 zu Station 348.

[2]) Résultats des Campagnes etc. XXII, Monaco 1902, p. 61; XXIX, 1905, p. 45, 47, 61, 63.

Böden höherer Breiten die Wirkungen der Eiszeit abzulesen waren, ist bereits hervorgehoben worden (S. 173, 188).

In anderen Fällen aber wird man nicht umhin können, an nachträgliche vertikale Krustenbewegungen zu denken. Hierfür hat auch ein Beispiel aus dem europäischen Nordmeer neuerdings ein gewisses Aufsehen erregt. Südlich von Jan Mayen (in 69° 31′ N., 7° 6′ W.) brachte aus einer Tiefe von 2465 m die Ingolfexpedition zerbrochene Muscheln herauf, die durchaus litoralen Formen angehörten. Jensen, der annimmt, daß diese Lamellibranchiaten an Ort und Stelle gelebt hätten und nicht vom Treibeis dahin verschleppt seien, deutet ihr Vorkommen als Beweis für eine Senkung um 2300 m, und zwar, da *Yoldia arctica* in den Resten erkannt ist, seit der Eiszeit. Vollkommen überzeugend ist diese Beweisführung freilich nicht. Wenn aber die Challengerexpedition zweimal berichtet, daß die oberste Bodenschicht deutlich aus Globigerinenschlamm, die tiefere aus Rotem Ton bestand (im Südpazifischen Ozean in 26° 9′ S., 145° 17′ W., 3795 m und in 38° 6′ S., 88° 2′ W., 3338 m), oder wenn ähnlich E. Philippi ebensolche Proben aus der äquatorialen Region des Atlantischen Ozeans erwähnt, so wird man hier eine Hebung des Bodens annehmen dürfen, die das Niveau des kalkfeindlichen Roten Tons zuletzt in den Bereich haltbaren Globigerinenschlamms hinauf gehoben hat. Auch für die umgekehrte Bewegung, wo also heute Roter Ton obenauf, Globigerinenschlamm darunter liegt, hat die Challengerexpedition wiederum zwei südpazifische Beispiele: im Korallenbecken in 13° 50′ S., 151° 49′ O., 4462 m und weiter in der Mitte des Ozeans in 33° 29′ S., 133° 22′ W., 4270 m, 800 Seemeilen südöstlich von der vorher zuerst genannten eine Hebung anzeigenden Probe, während hier also eine Senkung vorliegt. — Nicht so einfach steht es um eine Probe, die ebenfalls viel Aufsehen erregt hat, aus dem Romanchetief im zentralen Atlantischen Ozean. Die von Philippi beschriebene 46 cm lange Sedimentsäule zerfiel in 5 deutlich zu unterscheidende Schichten. Zuoberst lagen 13 cm Roter Ton mit ziemlich groben Fragmenten vulkanischer Auswürflinge, dann folgten 12 cm bräunlich graue und fast 8 cm graubraune, gebänderte Schlickschichten, also ein hemipelagisches Sediment, ferner 12 cm einer dunkelgrauen und zuletzt fast 2 cm einer hellgrauen Schicht, die allein etwas Kalk enthielt, während alle darüber liegenden kalkfrei waren. Die mittleren Schlickschichten erinnerten Philippi an den blauen Schlick der westafrikanischen Tropenküste. Ist diese Deutung richtig und ist der kalkhaltige tiefste Teil eine Art Globigerinenschlamm, so darf man annehmen, daß eine mit Globigerinenschlamm bedeckte Schwelle in den Bereich hemipelagischer Ablagerungen gehoben und dann wieder, und zwar rasch und unter wiederholten vulkanischen Ausbrüchen in der Nachbarschaft, bis zur heutigen Tiefe von 7230 m abgesunken sei.

Wieweit in anderen Fällen mit auffallend abweichenden Bodenbefunden Dislokationen vorliegen, muß künftiger näherer Prüfung an Ort und Stelle überlassen bleiben. Es sind das folgende sandige Ablagerungen aus der landfernen Hochsee.

1. Die Grundprobe der Station 26 der Gazelleexpedition[1]) in 4° 8.6′ S., 15° 1.4′ W., 3931 m, nördlich von Ascension, bestand fast rein aus Quarzsand.

[1]) Gümbel im Gazellewerk II, S. 79.

dessen abgerundete Körnchen bis zu 1 mm Dicke erreichten, und dem wenig Eisenteilchen und basaltartige Gesteinstückchen beigemengt waren, während Kalk nur spärlich nachzuweisen war. Die Quarzkörnchen, von ziemlich gleicher Größe, waren wasserhell, selten rötlich oder grünlich.

2. Der britische Kabelleger Sherard Osborne[1]) meldet aus der Mitte des Indischen Ozeans auf der Strecke zwischen 13° und 15° S., 85° bis 89° O. aus Tiefen von 1737 bis 2300 m mehrfach Sandboden, bald aus grobem, bald feinem Sande, mit oder ohne Ton- und Schlickbeimengung. Da eine sachverständige mikroskopische Analyse dieser auffallenden Proben nicht bekannt geworden ist, bleibt abzuwarten, ob es sich nicht vielleicht nur um Globigerinen- oder Pteropodenschlamm mit überwiegend bodenbewohnenden Foraminiferen handelt, die auch in der alten Literatur vor den Zeiten der Challengerexpedition als Sand beschrieben wurden. Der Bericht des genannten Kabeldampfers nennt auch Sand als Ablagerungen in der Nachbarschaft der Kokosinsel aus großen Tiefen, wo die Egeria und Valdivia Radiolarienschlamm fanden.

3. Die deutsche Südpolarexpedition berichtet von ihrer Station 29 in der Kapmulde in 35° 52′ S., 13° 8′ O., 4957 m, im Bereiche des Tiefseetons, von einem reich mit Sand durchsetzten Sediment. Nach Philippi[2]) bestanden von der 69 cm lang ausgestanzten Säule die obersten 11 cm aus einem rehbraunen, tonigen, feinkörnigen Quarzsand mit 22.2 Prozent Kalk; ein mittlerer 12 cm langer Teil war sehr lockerer, sandig toniger Globigerinen- und Kokkolithenschlamm von 34.8 Prozent Kalkgehalt, der unterste über 40 cm messende Teil aber enthielt keinen Kalk und stellte einen sandigen Roten Ton dar, worin jedoch die tonigen Bestandteile die sandigen bedeutend überwogen. Die Sandkörner maßen zumeist nicht mehr als 0.1 mm, höchstens 0.6 mm, waren kantengerändert und neben ihnen nur spärliche Beimengungen von Feldspat, Hornblende oder vulkanischem Material. Philippi lehnt eine glaziale Abkunft dieser sandigen Abart eines Tiefseetons ab, sowohl weil die Korngröße so gleichmäßig und das ganze Sediment sehr homogen ist, und weil die sonst alle subantarktischen Glazialsedimente begleitenden Diatomeen fehlen. Ebensowenig will er eine Zuführung als Staub vom afrikanischen Festlande zugeben, da die Luft- und Meeresströmung dem entgegen sei. Hier wäre indes einzuwenden, daß die Windkarten der Seewarte östliche Winde in diesen Meeresstrichen (namentlich im November) durchaus nicht als selten verzeichnen.

Der Gewinn, den wir aus der Beurteilung derartiger Anfänge oder Anzeichen von Bodenschichtungen ziehen, ist hauptsächlich darin zu erblicken, daß auch dem landfernen Meeresboden Dislokationen nicht fremd sind, aber daß sie sich, wie wir schon aus den allgemeinen Merkmalen des ozeanischen Bodenreliefs entnahmen (S. 96), wohl wesentlich in Sätteln und Mulden von größter Spannweite und außerordentlich langsam vollziehen mögen.

Hieran knüpft sich unmittelbar die Frage, wie weit den modernen eupelagischen Sedimenten entsprechende Ablagerungen in den festen Gesteinen der heutigen Festlandmassen vertreten sind, und in welchen geologischen Formationen[3]). Wir müssen zum Schlusse hierzu noch in aller Kürze Stellung nehmen.

---

[1]) List of Oceanic Depths for 1901, p. 20, 22.

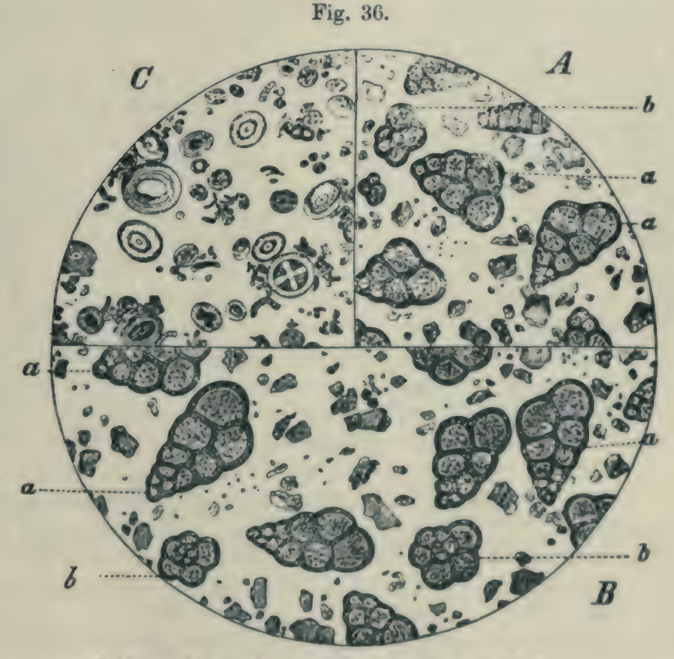
[2]) Veröff. Inst. für Meereskunde 1, Berlin 1902, S. 52; Verh. Geogr. Tag. Danzig 1905, S. 32.

[3]) Zu der ausführlichen Darstellung des Problems durch Theodor Fuchs, N. Jahrb. f. Min. 1883, Beilageband 2, S. 487—584 vergl. namentlich Alex. Agassiz, Three Cruises of the Blake I, 125—139.

Übereinstimmend sind die Tiefseeforscher der Ansicht, daß nur die von uns als litorale und hemipelagische bezeichneten Sedimente reichlich in allen Schichten, jungen wie alten, wieder zu erkennen sind, während das Vorkommen der eupelagischen von einigen für wahrscheinlich gehalten, von anderen ganz geleugnet wird. In der Tat sind die zahlreichen Abarten von Sandsteinen, Grünsanden, Ton- und Mergelschiefern, Korallen- und Vulkanschlicken aller Altersstufen leicht mit heute sich bildenden zu identifizieren. Indem wir hierfür auf die Handbücher der Geologie verweisen, sei nur einzelnes Wenige hier berührt.

Die Kalkalgenlager treten, durch Gebirgsdruck verfestigt, als politurfähiger Marmor von schöner roter, grüner oder gelber Farbe im Tertiär

Fig. 36.



Schlemmrückstand von weißer Kreide (nach K. Zittel).

Erklärung. *A* Kreide aus Sussex, *B* aus Farafrah in der Libyschen Wüste, beide 120mal vergrößert (*a Textularia globosa*, *b Rotalia [Discorbina] marginata*). — *C* Ansicht des getrockneten Rückstandes aus milchiger Kreideflüssigkeit, mit Kokkolithen, in 1000facher Vergrößerung.

unserer Alpen auf; die Korallenschlicke und festeren Riffbänke haben F. v. Richthofen, Louis Agassiz, Mojsisovic u. a. in den jurassischen Kalkhorizonten oder alpinen Dolomiten wieder erkannt, wobei zu beachten ist, daß alle organischen Kalkreste, die aus Palagonit bestehen, wie die der Korallen, nicht erhaltungsfähig sind, sondern nur die aus Calcit aufgebauten, wie die der Foraminiferen, Serpulen, Austern, Pekten, Bryozoen u. a.

Unter den als eupelagisch in unserem Sinne angesprochenen fossilen Sedimentformationen steht die Kreide obenan. Schon 1858 bezeichnete Huxley den Globigerinenschlamm als die moderne Kreide und als „Nach-

kommen der kretazeischen in gerader Linie", als einen Erben, der sich im alten Besitzstande in den Ozeanen gehalten habe. Sir Wyville Thomson und Karl Zittel haben die Kreide wenigstens als äquivalent oder doch nahe verwandt mit dem heutigen Globigerinenschlamm anerkannt. Zittel hebt zwar hervor, daß in der europäischen Kreide die keilförmigen, zweizeilig gekammerten Textularien in derselben Weise vorherrschen, wie die Globigerinen im modernen Sediment, daß aber beiden Formationen nicht weniger als 19 Arten gemein sind, die also wie in der Kreide noch heute am Grunde des Meeres abgelagert werden[1]), abgesehen von den Kokkolithen, die in der fossilen Kreide noch reichlicher vertreten sind als im modernen Sediment (Fig. 36). Wenn dem modernen dafür als sekundäre, aber wichtige Beimengungen die kieselhaltigen Diatomeen, Radiolarien und Spongienstacheln eigen sind, so fehlen diese der weißen Schreibkreide meistens nur darum, weil sie nachträglich in Gestalt der Feuersteine in bestimmten Horizonten ausgeschieden sind[2]), wie es auch englische Kreidelager gibt, die keine Feuersteine, aber bis zu 38 Prozent kolloidale Kieselsäure enthalten. W. F. Hume und O. F. Böggild[3]) leugnen aber die Äquivalenz der Kreide mit dem Hinweise auf ihren sehr viel geringeren Mineralgehalt, der in englischer Kreide nach Hume bis auf 0.0026 Prozent heruntergehen kann. Auch die Art der Mineralien sei in beiden Sedimenten sehr verschieden, in der Kreide ist Quarz häufig, im Globigerinenschlamm selten und nur in Landnähe zu finden und durch vulkanische Auswürflinge ersetzt. Hieraus wäre in der Tat zu schließen, daß die Kreide in größerer Landnähe gebildet sei und noch dazu an Örtlichkeiten, die nur eine geringe Zufuhr fluviatiler Sinkstoffe und von Produkten der Abrasion empfingen, also im Bereiche kleinerer, von Stürmen wenig beunruhigter, vielleicht von Wüsten umgebener Wasserflächen. Überdies gehören die leitenden Foraminiferen der Kreide, die Gattungen *Textularia* und *Rotalia* heute nicht zum pelagischen Plankton, sondern sind bodenbewohnende Seichtwasserformen, insbesondere lebt *Textularia globulosa*, die Hauptform der Kreide, heute im Ästuar des Deeflusses bei Chester. Der Reichtum der Kreide an Kokkolithen würde keine Schwierigkeit bieten, denn auch im heutigen Mittelmeer sind Kokkolithophoren recht häufig. Das sind beachtenswerte Einwände, und hiernach würde die fossile Kreide also doch nicht als der direkte Vorfahr unseres Globigerinenschlammes zu gelten haben, sondern, um in Huxleys Ausdrucksweise zu bleiben, einer inzwischen ausgestorbenen Seitenlinie angehören, die die Nebenmeere beherrschte.

Sir John Murray hat dann von der Insel Malta[4]) der aquitanischen Stufe des Oligozän angehörige Kalksteine beschrieben, die hauptsächlich aus pelagischen Globigerinen gebildet sind, von denen fast 40 Prozent noch heute im benachbarten Mittelmeer leben. In den Kalkschichten

---

[1]) Ein Verzeichnis gibt Wyv. Thomson, The Depths of the Sea, London 1873, p. 748; vergl. auch Zittel, Paläontologie I, 1, 1876, S. 110.

[2]) Vergl. Dr. Hinrich Hanssen in Schriften des Naturw. Vereins f. Schleswig-Holstein Bd. 12, 1901, Heft 2; Murray u. Irvine, Proc. R. Soc. Edinburgh vol. 13, 1891, p. 229 f.

[3]) Ingolfexpedition I, 2, S. 12. — Vergl. auch Thoulet oben S. 177.

[4]) Scott. Geogr. Mag. 6, 1890, p. 472 f.

begegneten ihm Phosphatkonkretionen und Grünsande, wie sie heute für Tiefen von 500 bis 2000 m bezeichnend sind, sodann aber auch Haifischzähne der Arten *Carcharodon megalodon* und *Oxyrhina trigonodon*, genau denen gleichend, die die Challengerexpedition einst aus den Tiefen des Pazifischen Ozeans hervorgeholt hatte. Auch diese malteser Globigerinenkalke sind besonders reich an kohlensaurem Kalk (95 bis 98.6 Prozent); der nach Behandlung mit Salzsäure erzielte Rückstand war eine rötliche tonige Masse, die einzelne kleinere Mineralteile, darunter Quarzkörnchen, nicht über 0.1 mm groß, enthielt. Murray erklärt diesen Kalk für eine in nicht allzu großem Abstande vom Land gebildete Tiefseeablagerung, und die Geologen ordnen sie in der Tat nicht einmal dem offenen Ozean, sondern dem damaligen zentralen Mittelmeer ein. Ähnliches gilt von den pliozänen Foraminiferenkalken Siziliens und Kalabriens.

Mit echt abyssischen Sedimenten hat man zunächst die von Rüst[1]) untersuchten Radiolariengesteine in Zusammenhang bringen wollen; wie jedoch Joh. Walther[2]) kürzlich bemerkte, ist ihr Kohlenreichtum, die Menge terrigenen Materials und ihre stratigraphische Verbindung mit zweifellos litoralen Sedimenten dem im Wege. Hemipelagische Bildungen in Nebenmeeren sind sowohl der Flysch im alpinen und mediterranen Europa, trotz der Spongiennadeln und der aus Radiolarien zusammengesetzten Hornsteinschichten, wie auch der Schlier, der an die westindischen Pteropodenschlicke erinnert. — Dagegen haben J. B. Harrison und A. J. Jukes-Browne tertiäre farbige Erden von der Insel Barbadoes wenigstens gemäß der chemischen Zusammensetzung als durchaus den pazifischen Tiefseetonen aus Tiefen über 5000 m ähnlich bezeichnet und Kalkgesteine von derselben Insel beschrieben, die dem Globigerinenschlamm der heutigen Meere gleichen[3]): hier könnte es sich also um eine lokale Auf-

[1]) Palaeontographica 1888, vol. 34, p. 181 ff.
[2]) Naturw. Wochenschrift 1904, S. 724.
[3]) Namentlich wenn man beachtet, daß die zwischen den tertiären und modernen Sedimenten vorhandenen Unterschiede der relativen Anteile an Kieselsäure,

	Globig. I	Turon. Kreide I	Globig. II	Tertiär-kreide II
Glühverlust	1.78	0.57	1.90	2.59
Calciumkarbonat	91.17	95.20	83.61	83.23
Calciumsulfat	0.42	0.17	—	
Calciumphosphat	0.31	–	0.25	0.35
Magnes. Karbonat	0.12	0.68		
Kolloidale Kieselsäure	0.77	0.65	4.05	5.02
Quarz	0.04	0.55	0.17	0.05
Ton. Tonerde, Magnesia	1.88	1.66	8.96	6.28
Eisensuperoxyd	1.23	0.40		
Mangansuperoxyd	0.38	0.28	0.36	1.43
Alkalien (und Seesalze)	2.27	0.16	0.65	0.37
Summe	100.06	100.32	99.95	99.32

faltung von ehemaligem Tiefseeboden entlang dem östlichen Antillenbogen handeln. Welche Stellung die sogenannten Primordialschiefer einnehmen, diese ältesten fossilführenden, aus Ton- und Kieselschiefern gebildeten Ablagerungen mit ihren augenlosen Trilobiten, ob sie wirklich den heutigen Tiefseetonen äquivalent sind, darf vielleicht im Hinblick auf ihre engste nachbarliche Verbindung mit roten Sandsteinen noch in Frage gestellt bleiben.

Die ersichtliche Spärlichkeit[1]) eupelagischer Sedimente in den Gesteinen der heutigen Kontinente hat zu der Theorie von einer sogenannten Permanenz der Ozeane geführt, die schon früh von Guyot, Dana und Louis Agassiz, in der neueren Zeit aber namentlich von Sir John Murray vertreten wird. Nach ihnen ist die heutige Tiefsee schon seit langen geologischen Perioden Tiefsee gewesen, und hat sie seit ihrer Entstehung ihren Platz auf der Erdoberfläche nicht wesentlich verschoben, noch wird sie das künftig tun. Für James D. Dana[2]) sind die Kontinente Erdkrustenteile, die als zuerst erstarrte Schollen über die noch glutflüssige Erdoberfläche hinüberragten, während die Ozeanböden erst später verfestigte und bei fortschreitender Abkühlung des Erdballs tiefer sinkende Flächen der Erdrinde vorstellen. Für ihn sind also auch die Kontinente von Anfang an vorgebildet. Jedoch wollen die meisten modernen Geologen von einem so extremen Standpunkte nichts wissen.

	Roter Ton *A*	Tertiärton *B*
Glühverlust	6.67	7.10
Quarz	0.01	0.76
Kolloidale Kieselsäure	4.61	4.85
Gebundene Kieselsäure	49.48	51.70
Eisensuperoxyd	10.55	2.84
Tonerde	15.71	25.48
Mangansuperoxyd	1.56	2.71
Kohlensaurer Kalk	1.93	—
Magnesia	1.38	2.68
Kali	1.88	0.10
Soda	3.22	1.78
Seesalze	3.60	—
Summe	100.60	100.00

Tonerde und Alkalien beim Roten Ton sich leicht auf verschiedene Beimengung von basischen und sauren Varietäten der vulkanischen Gläser und Bimssteine zurückführen lassen und daß die Seesalze, sowie die Eisenoxyde nachträglich durch meteorische Gewässer aus dem Gestein ausgewaschen sind, wird die Ähnlichkeit sehr auffallend, wie obenstehende Tabellen erweisen mögen. Der Globigerinenschlamm I stammt aus dem Südatlantischen Ozean (21° 15′ S., 14° 2′ W., 3640 m), II aus dem Pazifischen (7° 45′ N., 144° 20′ O., 3380 m), die Kreide I aus dem Turon von Dorsetshire, II aus dem Tertiär von Barbadoes, der Rote Ton *A* aus dem Pazifischen Ozean (30° 22′ N., 154° 56′ W., 5395 m), der tertiäre Ton *B* vom Mt. Hillaby auf Barbadoes (Quart. Journ. Geol. Soc. London 1895, p. 326; 602).

[1]) Hornsteine und Lydite (die Radiolarien führen) nennt Zirkel, Mineralogie Bd. 3, 1894, S. 547 ausdrücklich „selten und von untergeordneter Bedeutung“.

[2]) Manual of Geology 1876, p. 738.

Gleichen energischen Zweifeln ist ausgesetzt das in den letzten Jahren so lebhaft aufgegriffene, von Lothian Green 1875 aufgestellte Gestaltungsgesetz, wonach die auffällige Unsymmetrie in der Anordnung von Ozeanen und Landmassen schon den ersten Erstarrungsphasen der Erdkruste zu verdanken sei, indem die Erdkugel wie ein schrumpfender hohler Gummiball der Gestalt eines Tetraeders zustrebe oder richtiger der davon abgeleiteten Form eines Tetraedroids oder Hexakistetraeders. Indem Green die erste Hauptecke am Südpol, die zweite bei Dongola am Nil in 30° O. L., die dritte in Yukatan in 90° W. L., die vierte bei den Marianen in 150° O. L. anordnete, sollten den Tetraederkanten die Kontinente entsprechen, den Tetraederflächen die Ozeane; was übrigens nur für das pazifische und europäisch-afrikanische Gebiet ungefähr zutrifft. Andere haben seitdem das Tetraeder in früheren geologischen Perioden gerade umgekehrt mit der Spitze im Nordpol orientieren wollen, und neuerdings ist sogar ein junger Geograph mit dem phantastischen Anspruch aufgetreten, aus solchen Greenschen Tetraederkanten eine natürliche Einteilung der Erdoberfläche herauszulesen und auch ein System der Meeresräume darauf zu gründen[1]).

Indem Louis Agassiz sich die Schrumpfung der Erdrinde im Verlaufe der geologischen Vergangenheit vergegenwärtigte, gestalteten sich für ihn die Ozeane zu Gebieten mit stetig sinkendem Boden, die Kontinente zu solchen mit überwiegender Hebung. Sir John Murray aber erklärte[2]), daß es nur landnahe Sedimente waren, die im Laufe der geologischen Zeitläufte der Dislokation, seitlichen Pressung und Auffaltung zu trockenem Lande gefolgt seien. Diese Ablagerungen selbst bewirkten allein für sich Unterschiede in der Druckverteilung, die das Gleichgewicht der Erdrinde örtlich stören konnten und im Berührungssaum der Kontinente und der Nebenmeere Linien geringeren Widerstandes schufen, mit dem Ergebnis, daß die Randzonen der Kontinente ungleich häufiger als alle anderen Regionen der Erdoberfläche seitlichen Schiebungen, Faltungen und Zerrungen unterlagen, und sich auf diesem Wege die Ausdehnung von Wasser und Land veränderte. So sind für ihn die Kontinente veränderlich, die eigentlichen Tiefseeräume aber permanent, was er dann mit der früher erwähnten unendlich langsamen Abscheidung des abyssischen Tons in Zusammenhang bringt, der seit der Tertiärzeit nur wenige Zoll gewachsen sei. Ihm ist es überhaupt zweifelhaft, ob die abyssischen Ablagerungen jemals irgend einen Anteil am Aufbau der jetzt bestehenden Kontinente genommen haben. Als er eine Aufforderung an eine Reihe namhafter Geologen ergehen ließ, ihm Proben von fossilen Tiefseegesteinen zu schicken, war keiner im stande, solche einzuliefern, wie Joh. Walther erzählt.

In ähnlichem Sinne stellte auch A. J. Jukes-Browne[3]) fest, daß er keine paläozoischen Gesteine von anerkannt abyssischer Bildung zu nennen wisse, und fügte die Behauptung hinzu, daß die alten Meere flach gewesen und erst mit vorrückender Zeit tiefer geworden seien. Einen Versuch, solche anfängliche Flachheit anders zu erklären und zwar damit, daß bei

[1]) Th. Arldt in Beiträge zur Geophysik Bd. 7, 1905, S. 283 ff., wo auch die übrige Literatur.

[2]) Nature 32, 1885, p. 613. Geogr. Journ. London 1899, 14, p. 430.

[3]) Nature 41, 1889/90 in einer Folge von Zuschriften.

allgemein höherer Lufttemperatur in paläozoischen Zeiten mehr Wasserdampf in der Atmosphäre gewesen, hat Osmond Fisher mit dem Hinweise beseitigt, daß, wenn wir uns die ganze Atmosphäre allein aus Wasserdampf gebildet denken wollten, der Ozean dazu nur eine Schicht von 11.3 m herzugeben brauche; welche Zahl nebenbei auf 13.4 m zu erhöhen wäre.

Modernen Anhängern einer Permanenz der großen Ozeane, wie u. a. Joh. Walther, gelten diese Tiefseebecken als Ausgangsbasis, von wo der Ozean Eroberungszüge gegen die Kontinente unternommen und sich damit auf Kosten der Flachsee und des Festlandes stetig vergrößert habe. So deuten sie in ihrem Sinne tatsächliche Nachweise, wie den Neumayrs, wonach in der Jurazeit noch festländische Brücken über den Nord- und Südatlantischen Ozean von der Alten nach der Neuen Welt hinübergeführt hätten, oder die von Ed. Sueß betonte Jugendlichkeit des westlichen Indischen Ozeans zwischen Südafrika und Vorderindien, oder endlich die Rekonstruktion eines größeren pazifischen Festlandes, das die südlichen Teile von Südamerika mit asiatisch-sibirischen Gebieten verband und nach C. Burckhardt erst während der Kreidezeit verschwunden ist. — Andere Geologen aber, die nicht immer das Wort zur Sache nehmen, stehen diesen Hypothesen von einer Permanenz der Ozeane mit skeptischer Vorsicht gegenüber, und wenn man bedenkt, wie wenige ältere Sedimentärgesteine, namentlich außereuropäische, bisher einer eingehenden mikroskopischen Durchforschung unterzogen sind, so wird man solchen zurückhaltenden Standpunkt wohl würdigen. Der Schleier, der über diesen Hauptgesichtszügen im Antlitz unserer Erde liegt, wird sich erst heben, wenn einmal das herbe Geheimnis des Roten Tiefseetons völlig aufgeklärt sein wird.

Drittes Kapitel.

Das Meerwasser.

I. Die allgemeinen Eigenschaften des Meerwassers.

Das Meerwasser unterscheidet sich durch seinen salzigen und zugleich bitteren Geschmack vom süßen oder „frischen" Wasser des Landes und ist deshalb weder zum Trinken oder Kochen, noch zum Waschen zu benutzen. Es verdankt diese Eigenschaft den in ihm aufgelösten Salzen, von denen schon sehr früh als Ergebnisse natürlicher Verdunstung in den Seesalinen oder Salzgärten Kochsalz, Bittersalz, Gips und Chlormagnesium bekannt geworden sind. Daß das Seewasser durch die darin gelösten Salze schwerer wird, ist im Mündungsgebiet der Flüsse sinnfällig, wo es die tiefen Lagen einnimmt, während die süßen Landwasser es an der Oberfläche verdecken. Wie die meteorischen Fluß- und Binnenseewässer enthält auch das Meerwasser atmosphärische Luft, d. h. Sauerstoff, Stickstoff und Kohlensäure. Jedoch zeigt Meerwasser stets eine alkalische Reaktion. Die Salzmenge, die man beim Abdampfen des Seewassers als trockenen Rückstand erhält, beträgt selten 4 Gewichtsprozent, meist nur $3\frac{1}{2}$, in einigen Nebenmeeren aber viel weniger. Dadurch gehört das Meerwasser als Ganzes genommen zu den sogenannten verdünnten Lösungen und folgt den für diese allgemein geltenden Gesetzen. Diese verlangen, gegenüber dem Verhalten des Lösungsmittels, hier des reinen Wassers, eine Erniedrigung des Gefrierpunkts und Dampfdrucks, eine Erhöhung des osmotischen Druckes, der elektrischen Leitfähigkeit, der inneren Reibung, der Oberflächenspannung u. s. w. Außerdem aber dient das Seewasser als Lebensraum für Organismen; es übermittelt den in ihm lebenden Pflanzen das Sonnenlicht und hat ihnen die zum Aufbau organischer Substanz aus unorganischem Material notwendigen Nährstoffe darzubieten, wenn auch einzelne derselben anscheinend im Minimum.

Aus diesen allgemeinen Eigenschaften des Seewassers ergibt sich der Standpunkt, von dem im folgenden unsere besondere Darstellung bestimmt wird.

1. Die Salze des Meerwassers und ihre Herkunft.

Von den 80 Elementen oder Grundstoffen, die der modernen Chemie bekannt sind, hat man im Meerwasser, sei es frei oder in Verbin-

dungen oder in Abscheidungen der Meeresorganismen, 32 nachweisen können[1]).

Außer dem Sauerstoff und Wasserstoff des Lösungsmittels (H_2O) findet sich auch freies Sauerstoffgas in der gelösten atmosphärischen Luft; ebenso der Stickstoff, der außerdem in geringen Mengen auch als Ammoniak (NH_2) und in gelösten organischen Stoffen nachzuweisen ist. Kohlenstoff tritt in der Kohlensäure (CO_2) gasförmig und in mehreren Karbonaten auf. — Chlor bildet in sehr zahlreichen Chloriden den größten Bestandteil aller gelösten Salze und stellt den zuverlässigsten Maßstab für deren quantitative Bestimmung dar. — Brom ist 1826 von J. Balard in den Mutterlaugen der Seesalinen am Mittelmeer aufgefunden. — Jod, anfänglich (1811) in den Aschen der Meerestange von B. Courtois entdeckt, ist erst in neuerer Zeit im Seewasser selbst nachgewiesen, wie denn die Tange es nur aus dem Seewasser heraus aufgespeichert haben können, da sie zwar festgewachsen am Meeresboden leben, aber niemals im Boden Wurzeln bilden, sondern ihre Nahrung allein mit dem Thallus oder den Blattflächen aufnehmen. J. Köttstorfer fand[2]) in 100 Liter Wasser der Adria nur 2 Milligramm Jod, und A. Gautier stellte fest, daß mineralisch gebundenes Jod mit 0.2 bis 0.5 Milligramm im Liter noch eben nachweisbar sei, reichlicher dagegen als organisch gebundenes mit 2.4 Milligramm im Liter. — Fluor wurde von Dana im Kalk der Korallenstöcke als Flußspat oder Fluorcalcium (CaF_2), später von Georg Forchhammer im Abdampfrückstand des Seewassers selbst, wie auch in den Kesselsteinen von Seedampfern, deren Kessel mit Seewasser gespeist wurden, in geringen Mengen nachgewiesen. — Phosphor tritt nach Forchhammer und C. Schmidt im Seewasser als Phosphorsäure an Kalk gebunden auf. — Schwefel bildet im Abdampfrückstand zahlreiche Sulfate, so mit Calcium, Magnesium, Barium, Strontium, kommt außerdem als Schwefelwasserstoff in Bodenschichten abgeschlossener Tiefenbecken, besonders der Nebenmeere vor; wie für das Schwarze Meer bereits (S. 178) erwähnt ist. — Silicium ist im Seewasser als Kieselsäure vertreten, wenn auch nur in geringen Mengen, worauf zurückzukommen ist; es ist am Aufbau der Skelette vieler Seetiere (Schwämme, Radiolarien) und der Frustulen der Diatomeen wesentlich beteiligt. — Bor konnte beim Eindampfen des Seewassers als Borsäure von Strecker[3]) und auch von Forchhammer in sehr umständlicher Weise erhalten, vom Letztgenannten auch in der Asche von *Fucus vesiculosus* nachgewiesen werden, immer nur in sehr geringen Mengen. — Silber ist von Malaguti und Durocher[4]) im Seewasser aufgefunden und auch quantitativ bestimmt worden: 100 Liter Seewasser enthielten mindestens 1 Milligramm Silber. Ist diese Bestimmung richtig, so gäbe es im Weltmeer nicht weniger als 13 300 Millionen Tonnen Silber, d. i. 46 700mal mehr, als seit der Entdeckung Amerikas bis 1902 in den Bergwerken der Erde gewonnen worden ist. Forchhammer hat Silber in Seetieren und -pflanzen aufgefunden: die Koralle *Pocillopora alcicornis* enthält $^1/_{3000000}$ Silber, die Asche von *Fucus serratus* aber $^1/_{100000}$. Auch aus dem Kupferbeschlag (Gelbmetall von Muntz) von lange fahrenden

[1]) An erster Stelle sind hier die Arbeiten von G. Forchhammer zu nennen: das Universitätsprogramm, Kopenhagen 1859 und Philos. Transact. London 1865, vol. 155, Nr. 4. Nächstdem C. Schmidt im Bull. Acad. St. Pétersb. tome 16, 1871; 20, 1874; 24, 1877. Eine gute Zusammenfassung bei Justus Roth, Allg. u. Chem. Geologie 1. Bd. Berlin 1879, S. 490—531.

[2]) Z. f. analyt. Chemie 1878, 305. — Comptes Rendus Acad. Paris 1899, Band 128, p. 1069; Band 129, p. 9.

[3]) Ann. der Chemie u. Pharmazie Bd. 87, 1853, 184; 100, 1856, 89.

[4]) Ann. chim. phys. Paris 1850, t. 28, 136; Compt. Rendus Paris 1859, t. 49, 463 und 536.

Seeschiffen ließ sich Chlorsilber nachweisen und zwar in größeren Quantitäten, als ursprünglich an Silber im verwendeten Kupfer vorhanden war. Nach S. Bleekrode[1]) waren in 1000 kg der Metallbekleidung holländischer Segler nach 6 Jahren, wo sie erneuert wurde, rund 300 g Silber aus Seewasser reduziert, was zur Zeit des Holzschiffbaus in Summa ein erkleckliches Quantum ergab, da in den Niederlanden allein jährlich 300 000 kg Gelbmetall verbraucht wurden. — Kupfer ist in den festen Ausscheidungen der Seetiere und Tangaschen vielfach nachgewiesen, aber noch nicht im Seewasser oder Abdampfrückstand selbst. — Blei kommt ebenfalls in Abscheidungen der Meeresorganismen vor und zwar reichlicher als Kupfer: nach Malaguti macht es in der Asche von *Fucus ceramides* 18 Milliontel aus. Von der Koralle *Heteropora abrotanoides* erzielte Forchhammer 1/50 000 Blei, aus *Pocillopora alcicornis* etwa 8mal mehr Blei als Silber. — Zink ist von Dieulafait[2]) aus Mutterlaugen der Seesalinen, sodann aus Seewasser selbst dargestellt, indem er aus 1 cbm Mittelmeerwasser 1.6 bis 2 Milligramm Zink erhielt. Vorher hatte Forchhammer es in der Asche von Seetangen aufgefunden, dagegen in Korallen nicht. — Nickel und Kobalt hat Forchhammer in den Meerespflanzen leicht nachweisen können. — Eisen scheidet sich als Oxyd in den Seesalinen noch vor dem Kochsalz aus und ist in den Abscheidungen der Meeresorganismen leicht nachzuweisen. — Mangan ist nach Forchhammer durch die bekannte Lötrohrprobe im Eisenoxyd des Seewassers nachgewiesen; auch Dieulafait[3]) hat es aufgefunden. Forchhammer konnte es als Manganoxydul aus der Asche von Seepflanzen gewinnen. — Aluminium läßt sich als Tonerde in filtriertem Seewasser nachweisen. — Magnesium ist nächst Chlor, Natrium und Schwefel als häufigstes Element unter den Salzen des Seewassers vertreten, als kohlensaure Magnesia auch in den Kalkabscheidungen gewisser niederer Seetiere, so bei *Serpula filigrana* bis 13½ Prozent. — Calcium kommt in geringer Menge gebunden an Kohlensäure, in größerer in Verbindung mit Phosphorsäure und Fluor vor, am meisten aber gebunden an Schwefel als Gips in den Abscheidungen der Seesalinen, wo der kohlensaure Kalk neben Eisenoxyd den ersten Niederschlag bildet. — Strontium ist zuerst von Forchhammer nachgewiesen; nach Dieulafait[4]) ist es als Karbonat und Sulfat in den Mutterlaugen der Seesalinen vertreten, deutlicher aber in der Asche von *Fucus vesiculosus* und im Kesselstein der Seedampfer erkennbar. — Baryum konnte Forchhammer in verhältnismäßig großen Mengen in Seepflanzen, in kleineren bei Seetieren nachweisen. — Natrium ist nächst Chlor der Hauptbestandteil der gelösten Salze. — Kalium ist in den Abdampfresten des Seewassers in geringen Mengen als Chlorkalium nachzuweisen. — Arsen ist von Daubrée[5]) im Abdampfrückstand nachgewiesen im Verhältnis von 1 : 9 000 000. — Lithium ist schon 1846 von Eugen Marchand aufgefunden, später von Bunsen und Kirchhoff spektralanalytisch und von Dieulafait im Schlamm der Seesalinen[6]). — Rubidium ist als Chlorid von C. Schmidt vielfach mit einem Anteil von rund 0.02 Promille bestimmt. — Caesium ist sowohl im Seewasser, wie im Seetang, Gold im Seewasser von E. Sonnstadt[7]) nachgewiesen. Doch ist Gold noch mehr als Silber nur in äußerster Verdünnung

[1]) Poggend. Annal. 1857, Bd. 102, S. 478.

[2]) Ann. chim. phys. 1880, t. 21, 267; Comptes Rendus Paris 1880, t. 90 p. 1573.

[3]) Comptes Rendus Paris 1884, t. 98, 568 u. 634.

[4]) Comptes Rendus Paris 1877, t. 84, p. 1303 u. 1878.

[5]) Comptes Rendus 1851, t. 32, p. 827.

[6]) Poggend. Ann. 1860, Bd. 110, 171; Ann. chim. phys. Paris 1879, t. 17, p. 381.

[7]) Ber. d. D. Chem. Ges. 1872, S. 941 nach Chem. News 1870, vol. 22, p. 25 u. 44; 1872, vol. 26, p. 159. Vergl. Prometheus 1893, S. 85; 1897, S. 15. Naturw. Rundschau 1905, S. 412.

gelöst. Wenn gelegentlich in populären Zeitschriften von quantitativ genauen Bestimmungen gesprochen wird, so ist deren wissenschaftliche Begründung zweifelhaft. Sonnstadt selbst hat nur das Vorhandensein von Gold durch eine Farbenreaktion erwiesen, allerdings unvorsichtigerweise die erhaltene geringe Spur von Gold auf „etwa ein Grain (64.8 Milligramm) im Ton (1016 kg) Seewasser" geschätzt, aber nichts quantitativ bestimmt. Auch neuere Angaben, wonach A. Liversidge in Sydney im Seewasser an der Küste von Neusüdwales 0.5 bis 1 Grain in der Tonne Wasser gefunden haben will, verdienen nur geringes Vertrauen, ebenso die Angaben des norwegischen Ingenieurs C. A. Münster, der in 100 Liter 5 bis 6 mg Gold angibt.

Mit den hier aufgezählten Elementen ist aber die Reihe der wirklich im Seewasser vorhandenen wahrscheinlich noch längst nicht vollständig, denn es bestehen von allen Elementen Verbindungen, die in Wasser löslich sind, also sehr wohl von den Flüssen ins Meer getragen sein könnten, wenn sie nicht von Anfang an darin gewesen sein sollten. Die fehlenden Elemente dürften nur in so geringen Mengen unter den Seesalzen oder Gasen vertreten sein, daß unsere Hilfsmittel nicht ausreichen, sie zu erkennen.

Die vornehmlich gelösten und die Seesalze bildenden Elemente sind diese sieben: Chlor, Brom, Schwefel, Kalium, Natrium, Calcium und Magnesium. Seit den ersten quantitativen Analysen des Seewassers von Lavoisier (1772) und Torbern Bergman (1774), die noch recht unvollkommen gerieten, besonders aber seit den ersten wirklich gelungenen Leistungen von A. Vogel[1]), ist der Gesichtspunkt festgehalten, daß die Salze im Seewasser so vorhanden seien, wie sie sich beim natürlichen Abdampfen in den Seesalinen ausscheiden. So ist man zu den fünf Salzen gelangt, die in folgender Tabelle nach Forchhammer sowohl nach ihrem absoluten wie prozentualen Betrage aufgeführt sind; die Zahlen sind Mittelwerte aus über 150 Analysen.

	In 1000 g Wasser	In Prozent aller Salze
1. Kochsalz oder Chlornatrium $NaCl$	26.862	78.32
2. Chlorkalium KCl	0.582	1.69
3. Chlormagnesium $MgCl_2$	3.239	9.44
4. Magnesiumsulfat $MgSO_4$	2.196	6.40
5. Gips oder Calciumsulfat $CaSO_4$	1.350	3.94
Rest	0.070	0.21
Summe	34.299	100.00

Eine etwas reichhaltigere Reihe von Salzen hat später C. Dittmar[2]) als Mittel aus 77 sehr vollständigen Analysen von Seewasserproben der Challengerexpedition zusammengestellt. Sowohl in den absoluten Werten für einen Gesamtgehalt von 35 g Salz auf 1000 g Wasser, wie in ihrem prozentualen Verhältnis sind sie nachstehend aufgeführt; auch ist die Zahl der Moleküle auf Magnesiumbromür als Einheit bezogen angegeben, um die relative Häufigkeit der verschiedenen Moleküle zum Ausdruck zu bringen.

---

[1]) Schweiggers Journal Bd. 8. Nürnberg 1813, S. 344.
[2]) Challenger Reports: Physics u. Chemistry I, 189 u. 204.

	In 1000 g Wasser	In Prozent aller Salze	Auf 100 Mol. $MgBr_2$
1. Kochsalz oder Chlornatrium $NaCl$.	27.213	77.758	112 793
2. Chlormagnesium $MgCl_2$	3.807	10.878	9 690
3. Magnesiumsulfat $MgSO_4$	1.658	4.737	3 338
4. Gips oder Calciumsulfat $CaSO_4$ . .	1.260	3.600	2 239
5. Kaliumsulfat K_2SO_4	0.863	2.465	1 200
6. Calciumkarbonat [1]) $CaCO_3$	0.123	0.345	298
7. Magnesiumbromür $MgBr_2$	0.076	0.217	100
Summe	35.000	100.000	

Vergleicht man beide Tabellen, so zeigt sich auf den ersten Blick ein nicht unbeträchtlicher Unterschied; Dittmar gibt 0.5 Prozent weniger Kochsalz, dafür 1.4 Prozent mehr Magnesiumchlorid, 1.6 Prozent weniger Magnesiumsulfat, 0.3 Prozent weniger Gips und gar kein Chlorkalium an, während bei Forchhammer wieder Kaliumsulfat und Magnesiumbromür fehlen. Es rührt dies nicht daher, daß die Zusammensetzung der Seewasserproben so beträchtlich verschieden war; sondern die genannten Salze sind als solche tatsächlich weder von Forchhammer noch von Dittmar bestimmt worden: die beiden Tabellen sind nur Ergebnisse chemischer Rechnungsoperationen. Die Analysen selbst bezogen sich bei beiden [2]) auf den Gesamtgehalt an Chlor (einschließlich der Halogene Brom und Jod), an Schwefelsäure (SO_3), Magnesia (MgO) und Kalk (CaO), während Dittmar noch den an Kali (K_2O), Soda (Na_2O), Kohlensäure (CO_2) und Brom bestimmte. Setzt man zuerst den gesamten Chlorgehalt = 100, und gibt die anderen Bestandteile in Verhältniswerten, so erhält man folgende Übersicht, in die auch noch Bestimmungen von L. Schmelck [3]) an 51 Proben von Nordmeerwasser zum Vergleich eingefügt sind. Beobachtungen von F. Nansen [4]) aus dem arktischen Zentralbecken ergeben nichts anderes.

	Cl	Br	SO_3	CO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O
Nach Dittmar .	99.848	0.3402	11.576	0.2742	3.026	11.212	2.405	74.462
Nach Forchhammer	100.000		11.88	—	2.93	11.03	1.93	—
Nach Schmelck .	100.000		11.46	—	2.99	11.40	—	—

Hier sind die übrigbleibenden Unterschiede, soweit ein Vergleich überhaupt möglich ist, nicht mehr beträchtlich, und man kann daraus die schon

[1]) Hierin sind auch alle anderen in Spuren vorhandenen Salze miteingerechnet.

[2]) Ebenso war schon Usiglio bei der Analyse von Mittelmeerwasser verfahren: Ann. chim. phys. 1849, t. 27, p. 92.

[3]) Norske Nordhavs Exped. Chemi III, 1882, p. 12.

[4]) Oceanography of the North Polar Basin p. 219.

1819 von Alex. Marcet aus nur 14 Analysen behauptete[1]), aber erst von Forchhammer erwiesene und seitdem immer nur bestätigte Tatsache entnehmen, daß die Zusammensetzung des Seewassers, ausgedrückt durch die Verhältniszahlen der einzelnen Komponenten, überall im Weltmeer auffallend gleichmäßig ist. Freilich ist hier keine absolute Gleichheit vorhanden, doch bleiben die Abweichungen gering, und da wir nicht allzuviel wirklich vollständige und genaue Analysen haben, vermögen wir über die Bedeutung dieser örtlich vorhandenen kleinen Unterschiede meist nichts auszusagen. Aus Dittmars 77 Einzelbestimmungen zeigt sich ebenfalls, daß die Unterschiede der Maxima und Minima sich in engen Grenzen halten. Setzen wir den Gesamtsalzgehalt gleich 100, so ergibt sich nach Dittmars Analysen:

	Cl	SO_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O
Mittel	55.420	6.415	1.692	6.214	1.333	41.433
Maximum . . .	55.628	6.474	1.825	6.302	1.425	41.638
Minimum . . .	55.190	6.321	1.585	6.115	1.273	41.215

Man kann dann noch auf einem dritten Wege, den Konrad Natterer zuerst betreten[2]), denselben Beweis führen, indem man die Atome der Hauptkomponenten und die Atomgruppen des Sulfats (SO_4) und Karbonats (CO_3), also die Ionen, summiert und ihre Zahl auf 100 000 Atome Chlor bezieht. Ich habe aus seinen 34 Einzelanalysen, die sich alle auf das östliche Mittelmeer beziehen, Mittel und Extreme berechnet (I), und auch die entsprechenden Mittelwerte nach Dittmars Daten für ozeanisches Wasser hinzugefügt (II).

Auf 100 000 Atome Chlor kommen:

	Na	Mg	Ca	K	SO_4	CO_3	Br
I. Mittel . . .	84 926	10 186	1925	1819	5155	204	138
I. Maximum .	85 523	10 288	1991	2039	5202	208	151
I. Minimum .	84 702	9 890	1874	1597	5025	198	101
II. Mittel . . .	85 334	9 933	1922	1818	5132	226	151

Der Gesamteindruck kann den bei den anderen Zusammenstellungen gewonnenen nur bekräftigen. Doch muß hervorgehoben werden, daß die von den verschiedenen Autoritäten festgestellten kleinen Abweichungen

[1]) Philosophical Transactions, London 1819, p. 194: all the specimens of sea water which I have examined, however different in their strength, contain the same ingredients all over the world, these bearing very nearly the same proportions to each other, so that they differ only as to the total amount of their saline contents.

[2]) Denkschr. Kais. Akad. d. Wiss. Wien, Bd. 59, 1892, S. 16; 60, 1893, S. 11; 61, 1894, S. 29 als Tabellen VI. Natterer fragt, ob die ungefähr gleiche Zahl der Calcium- und Kalium-Ionen bloß Zufall sei? —

größer sind, als die den Methoden anhaftenden Beobachtungsfehler, in welcher Hinsicht besonders L. Schmelck systematische Prüfungen ausgeführt hat. Aus dieser immerhin deutlichen Gleichartigkeit der Zusammensetzung leitete Forchhammer weiterhin die Regel ab, daß es genüge, die Chlormenge zu bestimmen, was ja durch Titration mit Silbernitrat leicht und rasch ausführbar ist, und sodann daraus die gesamte gelöste Salzmenge zu berechnen, indem man die erhaltene Chlormenge mit einer bestimmten Konstanten, dem sogenannten Chlorkoeffizienten multipliziert. So war die Aufgabe nun dahin gestellt, diesen Chlorkoeffizienten selbst zu ermitteln. Forchhammer selbst gelangte zu der einfachen Beziehung: $S = 1.811\ Cl$, wo S den Salzgehalt in Promille, Cl den Chlorgehalt ebenfalls in Gewichtspromille angibt.

Hierzu war es aber erforderlich, vorher den gesamten Salzgehalt unmittelbar zu bestimmen, und wir müssen uns mit diesem Begriff zunächst noch genauer beschäftigen. Gewöhnlich gilt als Salzgehalt die Gewichtsmenge aller in der Gewichtseinheit Meerwasser, also in 1000 g, gelösten Salze. Forchhammer erkannte sehr bald, daß zwar diese Definition des Begriffes sich sehr einfach anließ, es aber in der Praxis schwer, ja unmöglich wurde, durch Eindampfen von Seewasser und Erhitzen des festen Rückstandes (um alles Wasser auszutreiben) befriedigende Resultate zu erlangen, da schon mehr oder weniger Salzsäure (HCl) mit der letzten Portion Wasserdampf entwich und es darum nie gelingen wollte, aus derselben Wasserprobe übereinstimmende Salzmengen zu erhalten. Wie später Tornöe nachweisen konnte, geht beim Eindampfen nicht nur Salzsäure, sondern auch Kohlensäure in wechselnden Mengen weg, was ebenfalls das Gewicht des Rückstandes beeinträchtigt[1]). So entschloß sich Forchhammer, um die ganze Salzmenge zu bestimmen, die einzelnen Bestandteile quantitativ zu ermitteln und sie dann zu summieren. Im Prinzip ist gegen dieses Verfahren nichts einzuwenden, aber für die praktische Ausführung ergibt sich der Mißstand, daß es nicht nur sehr zeitraubend wird, sondern auch jede der zahlreichen Operationen neue Fehlerquellen schafft. Tornöe hat deshalb ein seitdem oft befolgtes Verfahren angewandt, die abgewogene Wasserprobe einzudampfen, den Rückstand bis zur Rotglut zu erhitzen, um die letzte Spur Wasser auszutreiben, und dann zum Gewicht des Glührests eine Korrektion hinzuzufügen für den eingetretenen Verlust an Salz- und Kohlensäure. Die Korrektion ergibt sich aus der im Glührest enthaltenen Magnesia, deren Gewicht (am besten durch Titrierung, mit Rosolsäure als Indikator) bestimmt und mit dem Faktor 1.375 multipliziert wird. Dieses Verfahren ist wohl ausreichend, wenn es nicht auf sehr genaue Resultate ankommt. Für die moderne Meeresforschung, die die größte Präzision anstrebt, genügt eine solche Korrektion aber nicht. Statt nun etwa noch eine zweite Korrektion für entwichene Kohlensäure und eine dritte für Bromwasserstoff hinzuzufügen, hat man sich nach dem Vorschlage[2]) von

[1]) Norske Nordhavs Exp. Chemi II. Kristiania 1880, p. 56. Vergl. auch Natterer in Denkschr. Kais. Akad. Wien, Bd. 60, 1893, S. 50.

[2]) Kongl. Danske Videnskabs Selsk. Skrifter, Bd. 12, 1902, p. 16; Wissenschaftliche Meeresuntersuchungen, herausg. von der Komm. z. Unters. d. deutschen Meere in Kiel, Bd. 6, Kiel 1902, S. 139.

S. P. L. Sörensen und Martin Knudsen entschlossen, lieber eine neue, eingeschränktere Definition für den Begriff Salzgehalt einzuführen und unter Salzgehalt fortan zu verstehen die Gewichtsmenge der in 1000 g Seewasser gelösten festen Stoffe mit der Beschränkung, daß man sich alles Brom durch eine äquivalente Menge von Chlor ersetzt, alles Karbonat in Oxyd umgebildet und alle organischen Stoffe verbrannt denkt. Diese Definition gibt für den Salzgehalt einen etwas kleineren Wert, als früher üblich war; doch ist der Unterschied nur gering, nämlich etwa bis 0.14 Promille, und außerdem wenig variabel, weil die hier in Betracht kommenden Karbonate und Bromide des Seewassers in ziemlich konstantem Verhältnis auftreten. Enthielte beispielsweise eine Seewasserprobe auf 1000 g Seewasser 65 g Brom und 52 g neutral gebundene Kohlensäure, so würde die Salzmenge, wenn sie nach der neuen Definition 35.00 Promille ist, tatsächlich 35.088 Promille sein. Der Vorteil der neuen Definition liegt darin, daß sie durch eine Bestimmung des Chlorgehalts einer Seewasserprobe vollständig erfüllt wird. Die sich hienach aus Sörensens Parallelbestimmungen ergebenden Beziehungen zwischen Salz- und Chlorgehalt hat Martin Knudsen durch eine einfache Interpolationsformel ausgedrückt. Es ist der Salzgehalt $S = 0.030 + 1.8050\,Cl$; ihr liegen die aus der nachstehenden Tabelle ersichtlichen Beobachtungspaare zu Grunde.

Probe	S beobachtet	Cl beobachtet	S berechnet
1	2.6876	1.4736	2.6894
2	14.6376	8.0888	14.6297
3	14.6308	8.0888	14.6297
4	18.8179	10.4103	18.8200
5	23.2045	12.8422	23.2096
6	28.9563	16.0231	28.9511
7	35.0668	19.4170	35.0771
8	35.3829	19.5911	35.3913
9	40.1808	22.2371	40.1673

Wenn Martin Knudsen der Formel eine Gestalt gegeben hat, wo $y = a + bx$ gesetzt ist, wo für $x = 0$, $y = a$ wird, also für einen Chlorgehalt $= 0$ doch ein Salzgehalt $= 0.03$ Promille herauskommt, so hat das, wie er mir mitteilt, die Bedeutung, daß in den hier in Betracht kommenden natürlichen Wassern, wo Cl $= 0$ werden kann, wie in Flußmündungen, zwar stets ein minimaler Salzgehalt gelöst vorkommt, der aber kein Chlorid ist, also bei der Titration nicht reagiert (so u. a. kohlensaurer Kalk). Eine Interpolationsformel von der Form $y = bx$ wäre nur dann angemessen, wenn man das destillierte Wasser als einen speziellen Fall des Seewassers betrachten dürfte; eben das aber ist nicht zulässig.

Das abnorme Verhalten des Chlorkoeffizienten in den schwach salzigen Teilen der Ostsee bestätigt eine solche Auffassung. Als ich vor längerer Zeit[1]) die Beziehungen zwischen dem Chlor- und dem Salzgehalt (diesen natürlich nach der alten Definition) prüfte, erhielt ich aus einer Kombination von 146 Wertepaaren, die sich in 9 Gruppen ordneten, einen Chlorkoeffizienten, der mit abnehmendem Chlorgehalt größer wurde, wobei er in einem Falle bei

[1]) Geophysik. Beob. der Planktonexped. 1892, S. 70.

bottnischem Wasser ($S = 0.7$ Promille) auf 2.150 anstieg, bei $S = 4.2$ auf 1.837 herunterging und bei ozeanischem Salzgehalt ($S = 35.0$) 1.811 wurde, so daß sich sein Verhalten durch eine nach der Methode der kleinsten Quadrate ermittelte Formel ausdrücken ließ. Ist der Koeffizient $= \varkappa$, so wird $\varkappa = 1.83 - 0.0011\ Cl$. H. N. Dickson[1]) erhielt bald darauf eine identische Gleichung, wobei nur der zweite Faktor auf 0.0012 vergrößert wurde. —

Über die Form, in der die Salze im Seewasser auftreten, sind wir noch mangelhaft unterrichtet. Das Seewasser ist ein Gemisch verdünnter Lösungen. Wollen wir es künstlich nachmachen, wie das zur Füllung von Aquarien im Binnenlande öfter geschieht, so könnten wir gleiche Volumina mischen von Lösungen des Chlornatriums von fast $^1/_2$ normal, Chlormagnesium $^1/_{25}$ normal, Magnesiumsulfat $^1/_{70}$ normal, Calciumsulfat $^1/_{111}$, Calciumkarbonat $^1/_{900}$ normal, wenn wir Dittmars Daten (S. 219) zu Grunde legen und molekulare Normallösungen darunter verstehen. Mischt man aber so verdünnte Lösungen, so zeigen sie nach den Lehren der modernen physikalischen Chemie eine ihnen mit den Gasen gemeinsame Eigenschaft: sie durchdringen einander mit der Zeit ganz gleichmäßig, und jede Lösung erfüllt schließlich den Raum so, als ob die anderen Genossen nicht vorhanden wären, genau wie Gase, die sich der Schwere entgegen ausbreiten und mit anderen Gasen mischen. Hieraus würde sich die so auffallend gleichmäßige Zusammensetzung des Seewassers im Weltmeer auf einfache Weise erklären.

Bei so verdünnten Lösungen treten aber ferner auch die Erscheinungen der sogenannten elektrolytischen Dissoziation auf, d. h. die vorher genannten Salze zerfallen größtenteils in ihre Ionen, von denen auf der einen Seite die elektrisch negativ geladenen Anionen Chlor, Brom, Sulfat (SO_4) und Karbonat (CO_3), auf der anderen die elektrisch positiven Kationen Natrium, Calcium, Kalium, Magnesium stehen (um von den selteneren Komponenten hier abzusehen), deren elektrische Ladungen aber einander aufheben, so daß sich das Seewasser nach außen hin elektrisch neutral verhält. Der Dissoziationszustand ist aber kein vollständiger, es werden sich also noch viele Ionen zu Molekülen vereinigt finden, nur so, daß zu jedem Kation ein gleichwertiges Anion gefügt ist, wonach je 4 schwefelsaure Salze, 4 Chlormetalle und 4 Brommetalle, also schon 12 Salze auftreten können, deren relative Mengen allerdings nicht genauer zu bestimmen möglich ist. Wird aber die Konzentration der gesamten Salzlösung vermehrt, wie es durch die Verdunstung in den Seesalinen oder Salzgärten geschieht, so schwindet die Dissoziation mehr und mehr, so daß sich dann die einzelnen der Salzkomponenten in der Weise zusammen finden, wie sie später bei weit fortgeschrittener Verdunstung als fester Niederschlag zum Vorschein kommen. Nach den älteren Untersuchungen von I. Usiglio[2]), der diese Prozesse bei einer Temperatur von 40° systematisch an Mittelmeerwasser beobachtete, erschien, sobald das Wasser auf die Hälfte (53.3 Prozent) des ursprünglichen Volums eingeengt und der Salzgehalt von 37.7 auf etwa 68 Promille gestiegen war, als erster Niederschlag das Ferrioxyd (Fe_2O_3) und ein Teil des Kalkkarbonats. Bei Einengung auf $^1/_5$ des Ausgangsvolums war der letzte Rest des Kalkkarbonats ausgefällt und gleichzeitig erschien Gips. Chlornatrium trat im Niederschlag nicht eher auf, als bis die Einengung bis auf $^1/_{10}$ durchgeführt war; zugleich damit begann auch Magnesiumsulfat und Chlormagnesium in kleinen Mengen auszufallen. Natriumbromid erschien nach Einengung auf $^1/_{25}$. Die früh begonnene Gipsausscheidung war bei Einengung

---

[1]) 12th ann. Report Fish. Board of Scotland. Edinburgh 1893. p. 341.

[2]) Ann. chim. phys. Paris 1849. t. 27. p. 92 und 185.

auf $^1/_{33}$ erst beendet, nachdem auch schon die große Hauptmasse des Chlornatriums auskristallisiert war. Bei Schwankungen der Temperatur erwiesen sich übrigens diese Prozesse als sehr verwickelt, wie denn schon den Salinentechnikern seit alters bekannt war, daß sich die Mutterlaugen bei Nacht anders verhalten, als bei Tage. Die Bildungsverhältnisse ozeanischer Salzablagerungen bei einer Temperatur von 25° haben dann kürzlich I. H. Van't Hoff zu einer umfassenden Analyse veranlaßt, die nicht nur die Bedeutung der Umwandlungstemperaturen ins Licht setzte, sondern auch die quantitativen Verhältnisse, in denen die einzelnen Lösungsgenossen in den jeweiligen Abscheidungsphasen zueinander stehen, als sehr bedeutsam für die Abscheidungsfolge aufklärten. Doch haben seine geistvollen Ausführungen für die Ozeanographie weniger Bedeutung, als für die Chemie, da es in den heutigen Meeren Örtlichkeiten nicht gibt, an denen sich so mächtige Salzlager abscheiden, wie sie in Staßfurt (über 300 m) oder ähnlichen Plätzen bekannt geworden sind (vergl. S. 164).

Was die Frage nach der Herkunft der Salze betrifft, so haben sich schon seit dem Altertum zwei Meinungen gegenübergestanden, von denen die eine alles Salz vom Lande herleiten wollte, während die andere dem Meere einen ursprünglichen Salzgehalt zuerkennt, der sich, nach der Meinung der ionischen Naturphilosophen, stetig vermehre, indem die Sonne und die Gestirne aus dem Ozean ihre „Nahrung" in Dampfform zugeführt erhielten; wogegen Aristoteles einwandte, daß die Erde für solche Leistung an die Himmelskörper viel zu klein sei. Unter den Neueren hat Lavoisier das Meer als das Spülwasser der großen Werkstätte der Natur bezeichnet, und sogar bei ganz modern und großzügig denkenden Chemikern finden sich Wendungen, wie die, daß die atmosphärischen Niederschläge die Gesteine auslaugen und mit Hilfe der Flüsse den großen wäßrigen Auszug der ganzen Erdoberfläche schaffen, den wir das Meer nennen. Da hat schon vor mehr als 100 Jahren Friedrich Wilhelm Otto[1]) ganz richtig eingewendet: „Alle jene Hypothesen setzen zum voraus, daß das Meerwasser ursprünglich süß gewesen sei. Wo bleiben aber alsdann die zahllosen Tier- und Pflanzengattungen, denen das Meer zum Aufenthalt angewiesen ist und welche das süße Wasser nicht vertragen können? Und würde nicht das Meer durch diese Wege einen immer stärkeren Salzgehalt bekommen müssen, so daß es am Ende ganz davon gesättigt werden müßte, weil nur das süße Wasser in Dünsten davongeht? . . . Sein Salzgehalt ist also ursprünglich, sowie auch die ganze Mischung der übrigen Bestandteile, welche dem Meerwasser seinen Geschmack geben."

Um die Frage in einiger Schärfe zu lösen, würde es einer genauen Kenntnis der Quantitäten sowohl des in die See gelangenden Flußwassers, wie auch der darin mitgeführten Salze bedürfen; diese besitzen wir aber zur Zeit noch nicht. Nur in ungefähren Umrissen vermögen wir wenigstens in qualitativer Hinsicht das Problem zu kennzeichnen und gelangen dann zu einer, der behaupteten kontinentalen Abkunft der Seesalze durchaus ungünstigen Entscheidung. Nach Justus Roth[2]) sind zwar die von den Flüssen in Lösung mitgeführten Salzmengen nur sehr gering, durchschnittlich nur $^1/_{6000}$ der Wassermenge oder 0.167 Promille, d. i. 210mal weniger, als im gleichen Gewicht Seewasser, wenn sie sich auch, im Laufe der Zeit aufgehäuft, stark summieren müssen. Aber die ganze Zusammensetzung der gelösten Bestandteile ist in den Flüssen eine wesentlich andere, als in den Meeren. Nach einer viel wiederholten und in erster Annäherung jedenfalls zutreffenden Berechnung von Justus Roth, die sich auf genaue Analysen des Rheins bei Bonn, der Weichsel bei Culm, der Rhone bei Lyon, der Loire bei Orléans, der Themse bei Lambeth, des Nils

---

[1]) Abriß der Naturgeschichte des Meeres. Berlin 1792, Bd. 1, S. 73.

[2]) Allg. u. Chem. Geologie, I, 1879, S. 462 u. 494.

bei Kairo und des St. Lorenzstroms gründet, entfallen für 100 Teile der gelösten festen Substanzen folgende Anteile.

	Karbonate	Sulfate	Chloride	Sonstiges[1])
im Mittel	60.1	9.9	5.2	24.8
„ Maximum . .	81.5	18.9	11.8	45.5
„ Minimum . .	45.9	2.5	3.5	0.0

Wenn man die letzte Gruppe wegläßt und nur die an die drei Säuren gebundenen Salze ins Auge faßt, so wird die prozentuale Verteilung eine etwas andere und ist mit den entsprechenden Komponenten des Seesalzes (nach Forchhammer S. 218) zusammen aus folgender kleinen Tabelle ersichtlich, die ebenfalls Roth berechnet hat.

	Karbonate:	Sulfate:	Chloride:
Flußwasser	80	13	7
Meerwasser	0.2	10	89

Die das Seesalz hauptsächlich bildenden Salze, insbesondere die Chloride, können nicht auf das Landwasser zurückgeführt werden; dieses enthält absolut und relativ genommen zu geringe Mengen davon.

Die Probe hierauf macht aber, wie F. v. Richthofen[2]) sich einmal treffend ausdrückt, die Natur selbst durch ein im großen vollzogenes Experiment, indem sie im Bereiche der abflußlosen Gebiete, in den zentralen Teilen der Kontinente, alles meteorische Wasser nach Auslaugung der von ihm passierten Gesteine in stagnierende Seenbecken ansammelt und die gelösten Salze durch Verdunstung konzentriert. Auch hierfür hat Justus Roth die erforderlichen Daten gesammelt. Wenn im Ozean auf 100 Teile Chlor 11.4 bis 11.9 Teile Schwefelsäure (SO_3) entfallen (S. 219), finden sich im Wasser des Kaspischen Sees davon 47.5, und Kalk ist darin 2½mal so viel, Magnesia doppelt so viel vorhanden, wie im Seesalz[3]). In vielen benachbarten Steppenseen überwiegt das Chlormagnesium das Chlornatrium um das Doppelte, in anderen sinkt es auf ein Minimum, wie im Arsargar. Im Toten Meer kommen in Prozenten aller Salze auf Chlornatrium 25 bis 29, Chlormagnesium 51 bis 65, Gips 0.3 bis 0.4 Prozent. Im Salz des Kuku nor fand C. Schmidt an Chlornatrium 64.4, Natriumsulfat 16.1, Magnesiumsulfat 8.7, Calciumkarbonat 4.4 und Magnesiumkarbonat 4.0 Prozent. In den Natronseen Kleinasiens, Nevadas oder der Libyschen Wüste ist doppelt bis dreimal so viel Natriumkarbonat als Natriumchlorid gelöst, in den Boraxseen des Great Basin und in Hochtibet finden sich große Mengen von Borax und borsaurem Natron, die ebenfalls nur aus Verdunstung zugeführter Quellwasser herrühren. Diese abflußlosen Seen, die wahren Sammler des Abraums der Festlandsoberfläche, haben eine ganz anders geartete und höchst wechselvolle Zusammensetzung gegenüber der so gleichmäßig gemengten des Meeres. Umgekehrt aber sind viele Wege denkbar, auf denen wir die in den Festlandgesteinen enthaltenen Salze auf das Meer

---

[1]) Kieselsäure, Tonerde, Eisenoxyd, organische Substanz u. a. m.

[2]) Das Meer und die Kunde vom Meer. Berlin 1904, S. 13.

[3]) Nach Lebedinzeffs neuesten Analysen finden sich im kaspischen Wasser (in Prozenten des ganzen Salzgehalts): $NaCl = 62.15$, $MgSO_4 = 23.58$, $MgCl_2 = 4.47$, $CaSO_4 = 6.92$.

zurückführen können; was wir für die Kalkgesteine, die den ehemals im Meere gelöst gewesenen und von Organismen daraus abgeschiedenen kohlensauren Kalk enthalten, bereits früher erwiesen haben (S. 159).

Auf die Frage, wie denn nun positiv der Ursprung der Meeressalze zu erklären sei, haben wir nur eine Antwort, die sich auf eine Reihe von Hypothesen und daraus abgeleiteten Schlüssen gründet. Daß einst Friedrich Mohr in seiner Geschichte der Erde eine solche Frage schlechthin als unzulässig behandelte, kann uns nicht davon abhalten, ihr näher zu treten. Der Weg zu ihrem Verständnis führt uns allerdings zurück in sehr frühe und durchaus hypothetische Zustände[1]) unseres Planeten, wo dieser ein glühender Gasball war. In ihm waren alle vorhandenen Gase völlig durcheinander gemischt vorhanden. Bei weiterer Abkühlung aber mußte der Sauerstoff den Wasserstoff und die Kohlenwasserstoffe zu Wasser und Kohlensäure verbrennen, alsdann auch die unedlen Metalldämpfe der Alkalien und alkalischen Erden in diesen Weltenbrand hineinziehen und schließlich auch das Aluminium und Silicium verbrennen. Wie es in einer Bessemerbirne geschieht, bildete sich dann eine erste Art von Erdoberfläche heraus mit oxydischen Schlacken, die den noch nicht oxydierten Metallkern vom atmosphärischen Sauerstoff trennten. In der geschmolzenen Silikatschlacke konnten sich die Gase der noch vorhandenen Atmosphäre lösen und zwar in reichlichen Mengen, entsprechend dem enorm hohen Druck, von dem wir uns eine Vorstellung machen können, wenn wir uns die jetzige Hydrosphäre verdampft, die Kalksteingebirge zersetzt, alle Kohlenflöze, Graphit- und Petroleumlager verbrannt denken wollten. Zahlreiche Einschlüsse von Wasser und Kohlensäure in quarzhaltigen Gesteinen, wie des Granits oder Obsidians, wie auch die Wasserdämpfe, Chloride, Kohlensäure und Schwefel liefernden Exhalationen der vulkanischen Laven zeigen uns noch die Zusammensetzung jener ehemaligen Glutatmosphäre. Eduard Sueß hat in seinem berühmt gewordenen Vortrage[2]) über die Thermen von Karlsbad darauf hingewiesen, daß gerade die heißesten Fumarolen trockene Kohlensäure enthalten; und die Tatsache, daß bei den Vulkaneruptionen Chlorwasserstoff, Chlornatrium, Fluor, Bor, Phosphor, Arsen, Zinn, Wismut, Lithium, Thallium, Rubidium, Cäsium u. a. m. zum Niederschlag kommen, zeigt die außerordentliche Reichhaltigkeit dieser noch im Erdinneren vorhandenen, im Magma seit Urzeiten her gelösten Stoffe. Sobald diese in jenen entlegenen Perioden der Erdgeschichte in den ersten Ansammlungen der wäßrigen Niederschläge der Atmosphäre in Gestalt von Chloriden, Sulfaten und Karbonaten der Alkali- und Schwermetalle in Lösung gingen, war die Geburt des Ozeans vollzogen. Einst gezeugt in Feuer und Flammen wird er noch heute weiter genährt durch die magmatischen Glutausbrüche des Erdinnern, die ihm auf dem Wege durch die Atmosphäre stetig neue Zufuhren von Wasser und Salzen zukommen lassen. Das Meer unterhält nicht die vulkanischen Eruptionen mit in die Tiefen einfiltrierendem Wasser, sondern umgekehrt, die im Erdinnern seit der Bildung eines Schlackenballs gelöst vorhandenen Gase brechen sich in den Vulkanen nach außen hin Bahn und vermehren den Gehalt der Atmosphäre an Wasserdampf, Kohlensäure, Chlor- und Schwefelgasen, die dann alle zusammen durch Niederschlag dem Meere zugeführt werden. Nach jeder Vesuveruption bedeckt sich der Krater mit weißglänzendem Schnee von Kochsalz, und südamerikanische Vulkane hauchen in die Atmosphäre ungeheuere Mengen von Chlorwasserstoff aus, der durch Zersetzung der Metallchloride in Gegenwart von hoch erhitzten Wasserdämpfen

---

[1]) Sehr gut dargestellt bei Erwin Baur, Chemische Kosmographie, München und Berlin 1903.

[2]) Verh. d. Naturf. u. Ärzte in Karlsbad 1902, Bd I, S 140; Naturw. Rundschau 1902, S. 597. Vergl. auch H. Haas, Der Vulkan. Berlin 1903, S. 127 ff.

entsteht; so der Puracé täglich 30 000 kg. Hierdurch wächst also das Volum des Meeres mit jedem Vulkanausbruch; dieses Wachstum ist die Fortsetzung desselben Vorgangs, der als Geburt des Ozeans bezeichnet werden konnte. So sind die Salze des Meerwassers alle miteinander ihm von Anfang an mitgegeben und nicht terrigenen, sondern magmatischen Ursprungs. Einen gewissen kleinen Bruchteil seines ursprünglichen Eigentums hat der Ozean an das Festland ausgeliehen und erhält es nach einem durch die atmosphärischen Gewässer vermittelten Kreislauf im wesentlichen unverkürzt wieder zurück.

Die absolute Menge der im Meer gelösten Salze vermögen wir zur Zeit nur sehr angenähert anzugeben, da wir, wie später zu zeigen, die Verteilung des Salzgehalts in den großen Tiefenräumen der Ozeane nur unvollkommen kennen. Nehmen wir als durchschnittliche Dichte des Seewassers entsprechend ihrer Steigerung durch Kompression 1.0367 oder rund 1.04 an, so würde das ein Gesamtgewicht des Weltmeers von 138×10^{16} Tonnen ergeben (S. 150). Beträgt der durchschnittliche Salzgehalt 3.5 Gewichtsprozente, so berechnet sich die totale Salzmenge auf 4.84×10^{16} Tonnen. Das Volum der Salzschicht, die übrigbliebe, wenn wir uns den Ozean vollständig eingedampft dächten, ist abhängig vom spezifischen Gewicht der festen Salzkomponenten. Dieses ist für Kochsalz = 2.17, für Chlormagnesium = 2.18, Calciumsulfat = 2.97, Calciumkarbonat = 2.72, Magnesiumsulfat = 2.65, Chlorkalium = 1.99 anzunehmen, und daraus als Mittel, die Salze proportional ihren relativen Mengen eingesetzt, 2.22. Hienach berechnet sich als Volum des Salzes im Ozean 2.18×10^{16} cbm oder 21.8 Mill. cbkm, was, auf einem eben gedachten Meeresboden von 361 Mill. qkm Fläche ausgebreitet, eine Salzschicht von 60 m Höhe ergäbe. Berechnungen mit geringeren Höhen (F. v. Richthofen: 40 m) haben die Zusammendrückung der Tiefenschichten außer acht gelassen. Von jenen 60 m würden 47.5 m allein auf das Kochsalz entfallen, 5.8 m auf Chlormagnesium, 3.9 m auf Magnesiumsulfat und 2.2 m auf Calciumsulfat. Um für das vorhandene Salzvolum eine gewisse Anschauung zu gewähren, sei hinzugefügt, daß Afrika samt Madagaskar über dem Meeresspiegel ein Volum von 19.4 Mill. und ganz Amerika von 28.4 Mill. cbkm einnimmt; das Salzvolum ist also um 2.4 Mill. cbkm größer als Afrika. Aus dem Salzblock von 21.8 Mill. cbkm könnten wir dreimal das europäische Land aufbauen, während er noch nicht ganz für die Hälfte Asiens ausreichte, das nach der neuen Berechnung von O. Lorentzen 41.6 Mill. cbkm Volum hat. Wollten wir alles Salz dem Ozean entziehen und in den Becken der Nebenmeere deponieren, so würden das australasiatische, amerikanische und romanische mit 22.7 Mill. cbkm zusammen Raum dafür bieten und sich so gänzlich in Salzlager umwandeln lassen. Die von den Flüssen in die See geführten Salzmengen sind ein verschwindend kleiner Bruchteil der im Meer vorhandenen. An Karbonaten fanden wir unter den gelösten Stoffen im Flußwasser 60 Prozent, also, da die Gesamtmenge der letzteren, d. h. ihr jährlich ins Meer geführtes Gewicht auf etwa 4100 Mill. Tonnen geschätzt wird[1]), in absolutem Ge-

[1]) Penck, Morpholog. der Erdoberfl. I. 310. Nach einer soeben erschienenen neuen Berechnung von Dr. Fritzsche (Niederschlag, Abfluß und Verdunstung, Halle 1906, S. 38) ist das Volum des abfließenden Flußwassers = 30 600 cbkm.

wicht 2460 Mill. Tonnen. Vom Meersalze nehmen die Karbonate zwar nur 0.2 Prozent ein, absolut aber sind es 99.4×10^{12} Tonnen oder 39 000mal mehr, als die Flüsse jährlich hineinschwemmen. Von Sulfaten sind im Meer 9 Millionen, von Chloriden aber 17 Millionen mal mehr (in Gewichtseinheiten) vorhanden, als alle Flüsse der Welt jährlich liefern. Hieraus geht abermals hervor, daß das Seewasser nicht aus Verdunstungsrückständen der Flüsse gebildet sein kann. Ganz müßige Rechenübungen aber sind es, wenn man aus dem jetzt im Meer gelösten Natrium das „Alter der Erde“ auf 100 oder auch 400 Millionen Jahre schätzen will, indem man es durch summierte Zufuhr aus den Flüssen des Landes angehäuft sein läßt[1]).

2. Die Dichtigkeit des Seewassers.

Durch das Hinzutreten gelöster Stoffe wird, wie jede andere Lösung, auch das Seewasser spezifisch schwerer, als das reine Lösungsmittel. Aus einer neueren Arbeit von M. Chevallier[2]) ist auch in einer gewissen Annäherung zu entnehmen, wie im Seewasser die einzelnen Lösungsgenossen das spezifische Gewicht des Ganzen erhöhen. 1000 g Seewasser vom gewöhnlichen ozeanischen Salzgehalt mögen 35 g gelöster Stoffe enthalten; dann ist das spezifische Gewicht bei $0^0 = 1.02812$, das des reinen Wassers bei 4^0 als Einheit genommen. Der Abkürzung wegen drücken wir das spezifische Gewicht dieser Art, also $S^{0^0}_{4^0}$, in Einheiten der dritten Dezimale aus und bezeichnen es mit $\sigma_0 = 28.12$. Bestünde das Seesalz allein aus Chlornatrium, so wäre σ_0 nur $= 26.67$, also um 1.45 solcher Einheiten kleiner. Ganz aus Magnesiumsulfat bestehend, würde aber $\sigma_0 = 36.94$ werden, also 8.82 Einheiten größer als das gemischte Salz in Wirklichkeit ergibt, oder 10.27 Einheiten größer, als in einem Kochsalzmeer von 35 Promille Salzgehalt. Anscheinend sind es die Sulfate, die erhöhend wirken. Nehmen wir die nach Forchhammer berechneten Konzentrationen für die fünf vornehmsten Lösungsgenossen, so erhalten wir unter Benutzung von Chevalliers Bestimmungen die partiellen σ_0, wie folgt:

$NaCl$	= 26.86 Prom.,	σ_0 =	20.40
$MgCl_2$	= 3.24 „	σ_0 =	2.72
$MgSO_4$	= 2.20 „	σ_0 =	2.33
$CaSO_4$	= 1.35 „	σ_0 =	1.46
KCl	= 0.58 „	σ_0 =	0.39

Diese fünf geben zusammen $\sigma_0 = 27.30$, also noch 0.82 dieser Einheiten zu wenig. Das Defizit beruht größtenteils auf den vernachlässigten übrigen Lösungsgenossen, deren Zahl groß ist, aber auch auf dem Umstande, daß bei komplexen Lösungen die physikalischen Eigenschaften sich nicht einfach durch Summierung der Einzelwirkungen berechnen lassen, wie eben geschah, sondern Abweichungen davon die Regel sind.

Die Kenntnis des spezifischen Gewichts des Seewassers ist von großer ozeanographischer Bedeutung; denn ein großer Teil der Meeresströmungen beruht sicherlich auf örtlichen Verschiedenheiten der Wasserdichte.

---

[1]) J. Joly in Trans. R. Soc. Dublin 1899, vol. 7, p. 23; E. Dubois, Uitk. Kgl. Akad. Wetensch. Amsterdam 1902, p. 388.

[2]) Bull. du Musée Océanogr. de Monaco 1905, Nr. 31.

Die genaue Bestimmung des spezifischen Gewichts hat im Laboratorium keine erheblichen Schwierigkeiten. Mit Hilfe eines Pyknometers, eines Thermostaten und einer feinen Wage wird ein mäßig geübter Beobachter leicht eine Genauigkeit von 2 bis 3 Einheiten der fünften Dezimale (in σ-Werten ± 0.02 bis 0.03) erzielen, wenn er nach Anleitung der bewährten Handbücher für praktische Physik[1]) verfährt; eine Reduktion der Wägungen auf Luftleere darf keinesfalls unterbleiben. Für raschere Arbeit, namentlich wenn nur eine Genauigkeit von ± 0.10 verlangt wird, kann eine hydrostatische Wage nach Mohr-Westphal gute Dienste leisten. Diese Methode ist aber ebenso wie die pyknometrische an Bord eines im Seegang schwankenden Schiffs ausgeschlossen, und man müßte dann die Wasserproben in gut verschlossenen Flaschen eingefüllt aufbewahren oder in Glasröhren eingeschmolzen nach beendigter Fahrt ins Laboratorium schaffen. Öfter aber hat man allen Grund, sich sofort an Ort und Stelle über das spezifische Gewicht des Wassers verschiedener Schichten zu unterrichten. Man muß dann andere Methoden versuchen, unter denen die aräometrischen in erster Linie in Betracht kommen, daneben indirekte, wie die Chlortitrierung oder Bestimmung des Brechungsexponenten oder der elektrischen Leitfähigkeit.

Das Aräometer ist ein ehrwürdiges Instrument[2]), das wahrscheinlich von Archimedes erfunden, nachweislich im Anfange der christlichen Zeitrechnung in Apotheken und seit 1600 in den Salinen allgemein gebraucht wurde, wo es den Namen Solwage oder Solspindel oder Senkwage erhielt. Der Name Aräometer (vom griechischen ἀραιός) bedeutet Dünnemesser, in anderen Sprachen heißt es Hydrometer, Densimeter, Volumeter; Aräometer für besondere Zwecke sind Alkoholometer und Milchprüfer. Das Aräometer beruht auf dem Prinzip, daß jeder in einer Flüssigkeit schwimmende Körper so weit eintaucht, daß das Gewicht der verdrängten Flüssigkeit dem Gewichte des Körpers genau gleich ist. In einer dichteren Flüssigkeit, wie in Seewasser, wird ein solcher Körper weniger tief eintauchen, als in einer dünneren, z. B. Regenwasser. Ein im Flußhafen beladenes Seeschiff hat in See gelangt einen um mehrere cm geringeren Tiefgang, was schon Aristoteles wußte und richtig erklärte[3]). Um die verschiedene Tiefe des Einsinkens deutlicher erkennbar zu machen, gibt man dem Aräometer einen dünnen Hals oder Stengel über einer dickeren zylindrischen Spindel und bringt am Halse eine Marke oder eine Skalenteilung an. Ist das Gewicht des Aräometers $= G$, das im gegebenen Falle verdrängte Flüssigkeitsvolum $= V$, die Dichtigkeit der Flüssigkeit $= S$, so ist $G = VS$, oder das spezifische Gewicht $S = G/V$. Für gute Aräometer muß also entweder das Gewicht G konstant sein; dann ändert sich das eingetauchte Volum nach dem spezifischen Gewicht der Flüssigkeit und muß der Stengel eine Skala tragen, also entsprechend lang und dünn gearbeitet sein. Oder es bleibt das eingetauchte Volum V konstant, dann genügt am Stengel eine einfache Marke, und man ändert das Gewicht des Aräometers durch Auflegen kleiner Gewichtstücke auf die Stengelspitze, damit es bis zur Marke eintaucht. Bei beiden Verfahren darf sich die Temperatur nicht ändern, denn das Wasser wird bei Erwärmung dünner, bei Abkühlung dichter, ebenso verändert sich das Volum des Aräometers mit der Temperatur, indem es sich bei Erwärmung ausdehnt, bei Abkühlung verkleinert, wobei dann auch das Volum und Gewicht des verdrängten Wassers anders wird. Bei den früher üblichen Instrumenten aus Metall war diese Volumänderung größer als bei den jetzigen gläsernen Aräometern, die zwar zerbrechlicher sind, aber ihre Gestalt

---

[1]) Kohlrausch, Handb. der prakt. Physik, oder Ostwald-Luther, Hand- u. Hilfsbuch f. physikal.-chem. Beobachtungen sind besonders empfehlenswert.

[2]) Vergl. meine Ausführungen in Ann. d. Hydr. 1890, 384.

[3]) Problemata p. 933.

und ihr Volum nicht wie die metallenen durch Verbiegen ändern. Zu jedem spezifischen Gewicht gehört also eine genaue Angabe über die Temperatur, auf die es sich bezieht. Gewöhnlich werden Skalenaräometer benutzt, an denen man das spezifische Gewicht unmittelbar ablesen kann; die Skala wird geeicht, indem man das Aräometer bei einer bestimmten Temperatur (meist 17.5°, sonst auch 4°) zuerst in destilliertes Wasser taucht und sodann in Seewasser von verschiedenem spezifischem Gewicht, das man vorher pyknometrisch genau festgestellt haben muß. Wollte man für den ganzen Umfang der in den Ozeanen vorhandenen spezifischen Gewichte, die von 1.000 bis 1.031 liegen, ein einziges Instrument benutzen, das noch die vierte Dezimale abzulesen gestattet, so müßte dieses einen unpraktisch langen Skalenstengel erhalten: bei 3 mm Dicke und einem Aräometergewicht von 150 g müßte er eine Länge von 30 cm erhalten, was ihn allzu zerbrechlich machte. Man fertigt daher besser mehrere Instrumente mit verschiedenen, aneinander schließenden Skalen an und erhält so im Handel Aräometersätze von 5 oder 10 Instrumenten für das genannte Intervall; der große Satz kann dann um so genauer gearbeitet sein. Von dieser Art sind die von der Kieler Kommission zur wissenschaftlichen Untersuchung der deutschen Meere eingeführten Aräometer, die seit 1900 aus einem sehr widerstandsfähigen Jenaer Glase hergestellt werden.

Eine zweite Art von Aräometern besteht nur aus e i n e m Instrument von bequemen Dimensionen (180 cc) mit einem nur 12 cm langen und 3 mm dicken Stengel, der eine in Millimeter geteilte Skala trägt und dessen Gewicht man beliebig variieren kann, indem man Aufsatzgewichte (in Form von Metallspiralen) auf die Stengelspitze aufsetzt. Dieser zweite Typus ist von I. Y. Buchanan auf der Challengerexpedition mit gutem Erfolg verwendet worden, bedarf aber einer sehr subtilen und zeitraubenden Vorarbeit[1]), indem man sowohl das Vakuumgewicht des Aräometers als auch den Volumwert des Körpers wie der einzelnen Skalenteile, endlich auch die Volumveränderung des Glaskörpers mit der Temperatur vorher genau bestimmen muß. — Später hat Buchanan[2]) ein anderes erheblich vereinfachtes Verfahren eingeschlagen, das große Vorteile darbietet und nur eins zur Voraussetzung hat, daß man volle Gleichheit der Temperatur des Wassers, Aräometers und Meßzylinders mit der umgebenden Luft erreichen kann. Man beobachtet den Stand des Aräometers bei der Temperatur t^0 zuerst in Seewasser unter einer bestimmten Belastung $= G_s$ und erhält die Ablesung $= h$ mm. Alsdann wird das Aräometer in destilliertes Wasser derselben Temperatur t^0 gebracht und das Aufsatzgewicht so reguliert, daß die Eintauchung wieder bis zum Stande $= h$ mm wird; das Gewicht ist dabei $= G_d$. Man verfährt am besten nach den Regeln der Interpolation, und bestimmt das Gewicht G_d aus über und unter h liegenden Belastungen. Dann ist in beiden Fällen das verdrängende Volum des Aräometers genau dasselbe, es bedarf also überhaupt keiner Volumbestimmung des Instruments, auch die Glasausdehnung ist ausgeschaltet, denn man erhält das spezifische Gewicht nunmehr aus der Gleichung $S^{t^0}_{t^0} = G_s/G_d$. Indem man mehrere solche Messungen, mindestens aber für drei verschiedene h am Skalenstengel entlang ausführt, erhält man aus dem Mittel aller einen sehr zuverlässigen Wert. Das Aräometer übernimmt dabei die Rolle eines Verdrängungspyknometers, und es arbeitet sich bequemer als mit dem gebräuchlichen Füllungspyknometer. Dabei ist das Verfahren auch an Bord ausführbar.

Endlich kann man auch Aräometer mit völliger Eintauchung als Unterwasserschwimmer konstruieren, indem man einen geeigneten Schwimmkörper

---

[1]) Vergl. die genaue Anleitung in Wiss. Meeresunters. Kiel 1900, Bd. 5, S. 25 f.; auch Thoulet, Océanographie, Paris 1890, p. 331; Buchanan in Challenger Reports, Physics and Chemistry vol. I.

[2]) Comptes Rendus Acad. Paris 1893, t. 116, p. 1321.

mit passenden Gewichten so beschwert, daß er innerhalb des Wassers schwebt, ohne zur Oberfläche aufzutauchen oder zum Boden des Gefäßes hinabzusinken. Dieser Typus ist zuerst von G. Pisati empfohlen und von N. Reggiani 1883 auf der Forschungsfahrt des italienischen Dampfers Washington im Mittelmeer angewandt worden. In der neueren Zeit hat sich namentlich Fridtjof Nansen um diese Methode mit Erfolg bemüht[1]), um gewisse empfindliche Störungen der üblichen Aräometer zu vermeiden, die durch Änderungen der von Fall zu Fall wechselnden und unkontrollierbaren Oberflächenspannung entstehen. Wir werden uns bei späterer Gelegenheit (S. 281) mit der kleinen ringförmigen Kapillarwelle beschäftigen, die sich unter der Einwirkung der Oberflächenspannung am Skalenstengel über das ebene Niveau der Wasseroberfläche erhebt und ihr Gewicht γ berechnen lernen, mit dem sie sich an den Skalenstengel anhängt und das Aräometergewicht vermehrt. So besteht also für ein Aräometer nicht die Gleichung $S = G/V$, sondern $= (G + \gamma)/V$. Wenn durch Fettteilchen oder andere Verunreinigungen die Glasoberfläche des Stengels nicht völlig benetzbar ist, hat die Größe γ nicht den zu erwartenden Wert und taucht das Aräometer nicht so tief ein, wie es normalerweise sollte. Die Aräometer mit voller Eintauchung sind von diesem Eingreifen der Oberflächenspannung vollkommen unabhängig; sie haben keinen Skalenstengel, sondern nur eine kurze Spitze am oberen Ende, die als Träger kleiner Aufsatzgewichte dient. Man muß aber auch hier das Gewicht (im Vakuum) und Volum jedes Instruments genau bestimmen und außerdem einen Gewichtsatz von Platiniridiumspiralen bereit halten, um das Aräometer so weit zu belasten, daß es gerade unter Wasser schwebt. Hierzu gehört aber vor allem eine sehr sorgfältige Regulierung der Temperatur, da kleine Schwankungen derselben die Dichtigkeit des Wassers verändern, was sofort das Taucharäometer zur Oberfläche oder an den Boden befördert. Um möglichste Gleichmäßigkeit der Temperatur zu erzielen, hat Nansen ein Wasserbad oder noch besser ein sogenanntes Dewarsches Gefäß (mit evakuierten hohlen Wänden) empfohlen. Dauert der Versuch längere Zeit, was bei Ungeübten leicht vorkommt, wenn das Abstimmen der geeigneten Temperatur nicht gleich gelingt, so treten auch Störungen durch Verdunstung ein, wodurch das spezifische Gewicht des Seewassers vermehrt wird. Zum Abstimmen der Temperatur bedient man sich zweier langer unten zugeschmolzener Glasröhren, von denen die eine mit heißem Wasser, die andere mit Eisstückchen gefüllt ist und mit denen man das zu untersuchende Wasser umrührt. Nansen fand, daß sich seine Taucharäometer auch bei recht starkem Seegang an Bord noch mit Vorteil verwenden ließen, in Fällen wo die gewöhnlichen Skalenaräometer versagten[2]).

Seewasser, dessen spezifisches Gewicht bestimmt werden soll, und das sich durch darin suspendierte feste Teilchen getrübt erweist, muß filtriert werden, da die Fremdkörper das spezifische Gewicht des Wassers erhöhen. Für Wägungen mit dem Pyknometer ist das ohne weiteres ersichtlich. Aber auch die Aräometer und die Senkkörper einer hydrostatischen Wage reagieren auf solche Trübung in der gleichen Weise, was durch geeignete Experimente von F. A. Forel an sedimentreichem Rhonewasser nachgewiesen und von A. A. Odin durch eine mathematisch-physikalische Entwicklung bestätigt worden ist[3]).

---

[1]) Reggiani in Rendiconti R. Ac. dei Lincei, Roma 1890, 6, p. 99; Nansen in Scientific Results of the Norwegian North Polar Expedition vol. 3, Nr. X, Kristiania 1900, p. 78; Schetelig in Nyt. Mag. f. Naturvid. Bd. 39, Kristiania 1901, p. 255.

[2]) Das Gewichtsaräometer von Lohnstein (Zeitschr. f. Instrumentenkunde 1893, S. 164) eignet sich nur für das Laboratorium, ist aber ebenfalls von Störungen der Oberflächenspannung frei.

[3]) Bull. Soc. Vaudoise 1887, vol. 23, p. 85; Thoulet, Océanogr. p. 337.

Dichte des Seewassers für die verschiedenen

Temp.	Dest.-Wasser	$\sigma_0 = 4$	$\sigma_0 = 8$	$\sigma_0 = 12$
— 2°	(0.999 6941)	1.003 8672	1.007 9052	1.011 9419
— 1°	(0.999 7903)	3 9427	7 9614	11 9794
0°	0.999 8676	4 0000	8 0000	12 0000
1°	9 9266	4 0399	8 0220	12 0046
2°	9 9680	4 0630	8 0278	11 9937
3°	0.999 9922	4 0696	8 0178	11 9675
4°	1.000 0000	4 0604	7 9928	11 9270
5°	0.999 9918	4 0360	7 9530	11 8723
6°	9 9680	3 9967	7 8989	11 8039
7°	9 9293	3 9430	7 8312	11 7223
8°	9 8759	3 8753	7 7499	11 6277
9°	9 8084	3 7941	7 6557	11 5207
10°	9 7271	3 6996	7 5486	11 4013
11°	9 6324	3 5923	7 4293	11 2701
12°	9 5246	3 4724	7 2978	11 1273
13°	9 4041	3 3402	7 1545	10 9731
14°	9 2713	3 1962	6 9998	10 8079
15°	9 1264	3 0405	6 8339	10 6319
16°	8 9697	2 8735	6 6570	10 4452
17°	8 8014	2 6952	6 4692	10 2481
18°	8 6220	2 5062	6 2710	10 0410
19°	8 4315	2 3064	6 0624	9 8237
20°	8 2303	2 0962	5 8437	9 5966
21°	8 0186	1 8758	5 6151	9 3599
22°	7 7906	1 6454	5 3766	9 1136
23°	7 5645	1 4050	5 1285	8 8580
24°	7 3225	1 1550	4 8710	8 5932
25°	7 0708	0 8955	4 6042	8 3193
26°	6 8097	0 6267	4 3282	8 0364
27°	6 5391	0 3485	4 0431	7 7446
28°	6 2594	1.000 0614	3 7490	7 4441
29°	5 9708	0.999 7654	3 4463	7 1350
30°	5 6732	9 4605	3 1347	6 8172
31°	5 3670	9 1470	2 8146	6 4910
32°	5 0522	8 8249	2 4860	6 1563
33°	0.994 7290	0.998 4943	1.002 1490	1.005 8134
17.5°	0.998 7131	1.002 6020	1.006 3715	1.010 1458

Die Dichtigkeit der Flüssigkeiten ändert sich mit der Temperatur. Will man also vergleichbare Werte erhalten, so muß man alle Bestimmungen auf eine gewisse Normaltemperatur zurückführen. Als solche ist für die Ozeanographie in der deutschen, russischen und skandinavischen Literatur 17.5° C. (ehemals 14° R.) üblich; ein Aräometer, in destilliertes Wasser von 17.5° eingetaucht, stellt sich genau auf den Skalenstrich 1.0000 ein und die anderen Skalenwerte passen für Seewasser ebenfalls bei einer

Temperaturen, nach Martin Knudsen [1]).

$\sigma_0 = 16$	$\sigma_0 = 20$	$\sigma_0 = 24$	$\sigma_0 = 28$	$\sigma_0 = 32$
1.015 9774	1.020 0116	1.024 0446	1.028 0763	1.032 1067
15 9969	20 0138	24 0301	28 0459	32 0610
16 0000	20 0000	24 0000	28 0000	32 0000
15 9877	19 9715	23 9557	27 9405	31 9259
15 9606	19 9286	23 8976	27 8677	31 8388
15 9188	19 8717	23 8259	27 7817	31 7390
15 8631	19 8012	23 7412	27 6831	31 6270
15 7939	19 7178	23 6440	27 5724	31 5032
15 7114	19 6216	23 5344	27 4499	31 3680
15 6163	19 5132	23 4131	27 3160	31 2218
15 5087	19 3929	23 2803	27 1710	31 0648
15 3891	19 2610	23 1364	27 0152	30 8975
15 2577	19 1178	22 9816	26 8490	30 7201
15 1150	18 9636	22 8161	26 6725	30 5328
14 9609	18 7985	22 6403	26 4861	30 3360
14 7959	18 6230	22 4544	26 2900	30 1298
14 6204	18 4373	22 2587	26 0844	29 9146
14 4344	18 2416	22 0533	25 8695	29 6904
14 2382	18 0360	21 8384	25 6456	29 4574
14 0319	17 8206	21 6142	25 4126	29 2158
13 8159	17 5959	21 3809	25 1708	28 9659
13 5901	17 3617	21 1385	24 9203	28 7076
13 3548	17 1184	20 8873	24 6615	28 4412
13 1102	16 8661	20 6275	24 3943	28 1668
12 8563	16 6048	20 3590	24 1189	27 8845
12 5934	16 3347	20 0820	23 8353	27 5943
12 3215	16 0561	19 7967	23 5437	27 2966
12 0408	15 7688	19 5032	23 2440	26 9913
11 7514	15 4731	19 2015	22 9366	26 6784
11 4532	15 1689	18 8915	22 6212	26 3579
11 1465	14 8564	18 5735	22 2981	26 0300
10 8315	14 5356	18 2476	21 9674	25 6949
10 5079	14 2067	17 9137	21 6290	25 3524
10 1760	13 8697	17 5721	21 2830	25 0027
9 8359	13 5245	17 2224	20 9295	24 6458
1.009 4875	1.013 1714	1.016 8651	1.020 5685	1.024 2817
1.013 9251	1.017 7094	1.021 4987	1.025 2928	1.029 0919

Temperatur = 17.5°; man bezeichnet diese Norm mit $S^{17.5°}_{17.5°}$. In den chemischen Laboratorien verwendete Aräometer geben jedoch den Skalenwert 1.0000 für destilliertes Wasser von 4°, während die Teilung des Skalenstengels auf eine Temperatur von 15° geeicht ist, also für die Norm $S^{15°}_{4°}$. Die von englischen Autoritäten benutzten Aräometer haben 4° und

[1]) Die letzten beiden Dezimalen haben nur rechnerische Bedeutung.

15.56° (= 60° F.), also die Norm $S^{15.56°}_{4°}$, seltener kommt dort $S^{15.56°}_{15.56°}$ vor. Um die bei verschiedenen Temperaturen erhaltenen Aräometerwerte auf die gewünschte Normaltemperatur zu reduzieren, muß man die thermische Ausdehnung des Seewassers von den verschiedensten Konzentrationen bis zum reinen Wasser hin genau kennen. In dieser Hinsicht haben erst die letzten Jahre eine feste Grundlage geliefert, indem die Konferenz für die internationale Erforschung der nordeuropäischen Meere in Stockholm 1899 eine Kommission einsetzte, die diese, wie andere physikalisch-chemische Eigenschaften des Seewassers von verschiedenem Salzgehalt nach den genauesten Methoden untersuchen und die Ergebnisse in gebrauchsfähigen Tafeln veröffentlichen sollte. Diese Arbeiten sind unter Martin Knudsens Leitung und Mithilfe in Kopenhagen ausgeführt worden, wobei ihn der deutsche Physiker Dr. Karl Forch und der bereits erwähnte dänische Chemiker S. P. L. Sörensen in den experimentellen Arbeiten unterstützten. Da kurz vorher durch die Bemühungen der Kaiserlichen Physikalisch-Technischen Reichsanstalt in Charlottenburg[1]) die thermische Ausdehnung des destillierten Wassers sehr scharf bestimmt worden war, konnte M. Knudsen sein Tabellenwerk[2]) auf bester Grundlage errichten. Die bis dahin vorliegenden Arbeiten waren teils durch die Verwendung nicht ausreichend definierter Temperaturen, die jetzt stets auf das Gasthermometer bezogen werden, teils durch Experimentalfehler (namentlich Verdunstungsstörungen) in ihrer Brauchbarkeit verkürzt, soweit sie sich nicht überhaupt auf künstliche Salzlösungen bezogen[3]). M. Knudsen hat durchweg natürliches Seewasser verwendet und nur für den kleinsten untersuchten Salzgehalt eine Verdünnung mit destilliertem Wasser ausgeführt. Ich gebe in der Tabelle auf S. 232 u. 233 eine Übersicht über die Änderung der Dichtigkeiten für verschiedene gleiche Abstufungen der spezifischen Gewichte (ausgedrückt durch die σ_0) nach einer mir freundlich zur Verfügung gestellten handschriftlichen Mitteilung von Martin Knudsen.

Aus Dr. Forchs Bestimmungen hat Knudsen folgende, etwas weitläufige, aber sehr genaue Formel abgeleitet und daraus das für eine beliebige Temperatur t^0 bestehende spezifische Gewicht $S^{t°}_{4°}$ berechnet; auch hier ist abgekürzt $\sigma_t = 1000\ (S^{t°}_{4°} - 1)$ gesetzt:

$$\sigma_t = \Sigma_t + (\sigma_0 + 0.1324)\ [1 - A_t + B_t\ (\sigma_0 - 0.1324)]$$

Hierin bedeutet Σ_t das spezifische Gewicht des destillierten Wassers nach den Bestimmungen der Reichsanstalt, also

[1]) Wiss. Abhandlungen der K. Phys. Techn. Reichsanstalt, Bd. 3, 1900, S. 68 u. Z. f. Instrumentenkunde 1897, S. 333.

[2]) Hydrographische Tabellen, Kopenhagen u. Hamburg 1901; Nachtrag in den Publications de circonstance du Conseil Permanent international pour l'exploration de la mer, Nr. 11, Kopenhagen 1904. — Die Grundlagen der Tabellen sind gegeben in Wiss. Meeresunters. der Kieler Kommission, N. F. Bd. 6, Kiel 1902, und vollständiger in kgl. Danske Vidensk. Selsk. Skrifter Bd. 12, 1902, Nr. 1.

[3]) F. L. Ekman in kgl. Vetensk. Akad. Handl. Bd. 9, Stockholm 1870. — Dittmar in Challenger Reports, Physics a. Chemistry I, 1884. — Thorpe und Rücker in Philos. Trans. vol. 166, London 1877. — Tornöe in Norske Nordhavs Exp. Chemi I, 1880. — Makaroff, Le Vitiaz et l'Océan Pacifique, vol. I, St. Petersbourg 1884. — Krümmel in Ann. d. Hydr. 1890, S. 388. — Noch ältere Arbeiten von Hubbard s. in Maurys Sailing Directions vol. II, 1859. — Erman, Lenz und G. Karsten haben nur künstliche Lösungen untersucht.

$$\Sigma_t = -\frac{(t-3.98)^2}{503\,570} \cdot \frac{t+283}{t+67.26}, \text{ ferner:}$$

$$A_t = t\,(4.7867 - 0.098185\,t + 0.0010843\,t^2) \times 10^{-3}$$
$$B_t = t\,(18.030 - 0.8164\,t + 0.01667\,t^2) \times 10^{-6}.$$

Die hieraus erhaltenen spezifischen Gewichte sind für eine Einheit der fünften Dezimale durchaus zuverlässig, was für alle ozeanographischen Zwecke völlig genügt.

Aus der Hauptformel für σ_t hat Knudsen[1]) dann auch die Temperatur Θ^0 berechnet, bei der Seewasser von verschiedener Konzentration seine größte Dichte erlangt. Die in der folgenden Tabelle wiedergegebenen Werte sind auf das Argument des Salzgehaltes umgerechnet. Will man sich mit einer geringeren Genauigkeit begnügen, so benutzt man die Formel $\Theta = 3.95 - 0{,}266\,\sigma_0$, wobei Θ für $\sigma_0 = 10$ um 0.04^0 zu niedrig und für $\sigma_0 = 24$ um 0.04 zu hoch wird. Die bei dieser Temperatur Θ^0 erreichte maximale Dichtigkeit läßt sich ebenfalls aus der Hauptformel für σ_t ableiten, wenn man $t = \Theta$ setzt. Auch hierfür hat Knudsen eine Tabelle gegeben, die aber den Chlorgehalt des Seewassers zu Grunde legt; ich habe sie ebenfalls für den Salzgehalt umgerechnet und die Werte in die Tabelle mit aufgenommen. Ältere Arbeiten über das Dichtig-

Tabelle für das Dichtigkeitsmaximum des Seewassers.

Salzgeh. Prom.	Temperatur Θ^0	Dichtigkeit σ_Θ	Salzgeh. Prom.	Temperatur Θ^0	Dichtigkeit σ_Θ
0	3.947	0.00	21	— 0.529	16.87
1	3.743	0.85	22	— 0.744	17.67
2	3.546	1.69	23	— 0.964	18.48
3	3.347	2.51	24	— 1.180	19.29
4	3.133	3.33	25	— 1.398	20.10
5	2.926	4.15	26	— 1.613	20.91
6	2.713	4.96	27	— 1.831	21.72
7	2.501	5.77	28	— 2.048	22.53
8	2.292	6.58	29	— 2.262	23.34
9	2.075	7.38	30	— 2.473	24.15
10	1.860	8.18	31	— 2.687	24.97
11	1.645	8.97	32	— 2.900	25.78
12	1.426	9.76	33	— 3.109	26.59
13	1.210	10.56	34	— 3.318	27.40
14	0.994	11.35	35	— 3.524	28.22
15	0.772	12.13	36	— 3.733	29.04
16	0.562	12.92	37	— 3.936	29.86
17	0.342	13.69	38	— 4.138	30.68
18	0.124	14.48	39	— 4.340	31.50
19	— 0.090	15.27	40	— 4.541	32.32
20	— 0.310	16.07	41	— 4.738	33.14

Erläuterung. $\sigma_\Theta = 16.07$ ist Abkürzung für $S_4^\Theta = 1{,}01607$.

[1]) Wiss. Meeresunters. Bd. 6, 1902, S. 184; Publications de circonstance etc. Nr. 5, Kopenhagen 1903, p. 13.

keitsmaximum des Seewassers bei verschiedenen Salzgehalten von Leonhard Weber[1]) und O. Pettersson[2]), die einst für ihre Zeit sehr brauchbar waren, sind dadurch jetzt überholt.

Bei Benutzung der älteren Literatur ist man oft genötigt, von irgendwelchen anderen Normen der S auf eine der modernen, z. B. $S^{17.5}_{17.5}$ überzugehen. Man führt das mit Hilfe nachstehender Formeln aus, in denen das Volumen des destillierten Wassers bei der betreffenden Temperatur V_t (wobei V_{0^0} als Einheit) oder die zugehörige Dichtigkeit mit D_t (dann D_{4^0} als Einheit) gesetzt werden, während die entsprechenden Werte für das Seewasser mit v_t und d_t ausgedrückt sind, t_1 und t_2 aber die betreffenden Temperaturen der einen Norm $S^{t_1}_{t_2}$, t' und t'' die der anderen sein mögen.

$$S^{t_1}_{t_2} = S^{t'}_{t''} \cdot \frac{v_{t'}}{v_{t_1}} \cdot \frac{V_{t_2}}{V_{t''}} = S^{t'}_{t''} \cdot \frac{d_{t_1}}{d_{t_2}} \cdot \frac{D_{t''}}{D_{t_2}}$$

Hat man, was häufig vorkommt, die Transformation von $S^{17.5}_{17.5}$ in $S^{t^0}_{4^0}$ vorzunehmen, so wird

$$S^{t^0}_{4^0} = S^{17.5}_{17.5} \cdot \frac{v_{17.5}}{v_t} \cdot \frac{V_4}{V_{1.75}} = S^{17.5}_{17.5} \cdot D_{17.5} \cdot \frac{d_{17.5}}{d_t}.$$

Die Volumwerte für das destillierte Wasser sind bekannten Tabellenwerken zu entnehmen ($V_4 = 1$, $V_{17.5} = 1.001\,289$); für das Seewasser kann man sie aus der Tabelle S. 232 ableiten, indem man d_0 durch d_t dividiert; für Bruchteile der Temperaturen und zwischen den verschiedenen σ-Stufen muß man interpolieren. Knudsens Hydrographische Tabellen machen einen großen Teil dieser mühsamen Rechnerei überflüssig, da man für Reduktion der $S^{t}_{17.5}$ auf $S^{17.5}_{17.5}$ und auf $S^{t}_{4^0}$ die entsprechenden Korrektionen fertig vorfindet.

Die Beziehungen zwischen spezifischem Gewicht und Salzgehalt des Seewassers genauer zu bestimmen war so lange nur unvollkommen möglich, als man den Salzgehalt durch Wägung des Verdampfungsrückstandes finden zu können glaubte. So hat Dr. H. A. Meyer in der Meinung, daß zwischen dem spezifischen Gewicht bei 17.5°, also $S^{17.5}_{17.5}$ und dem vorhandenen Salzgehalt einfache Proportionalität bestünde, den Salzgehalt nach der Formel $P = (S^{17.5}_{17.5} - 1)\ 1309$ zu berechnen empfohlen; G. Karsten hat dann die Konstante auf 1310 abgerundet und Tabellen dafür berechnet. Tornöe erhöhte für ozeanisches Wasser diese Konstante auf 1319; ich selbst fand sie auf indirektem Wege (aus Chloranalysen) zu 1318 oder 1306 und aus allen vorliegenden Daten als wahrscheinlichsten Mittelwert 1312, endlich erhielt Natterer aus 45 Einzelbestimmungen an Mittelmeerwasser 1308, mit den Extremen 1288 und 1326. Wollte man andere Normaltemperaturen für das spezifische Gewicht zu Grunde legen, so müßte sich dann auch die Konstante ändern. Für die englische Norm $S^{15.56^0}_{4^0}$ ist sie wesentlich in der Anwendung auf ozeanische Salzgehalte $= 1353$ gesetzt worden. H. N. Dickson[3]) hat gezeigt, daß es sich bei der Norm $S^{15^0}_{4^0}$ um keine Konstante handle, da ihre Größe bei wachsendem spezifischem Gewicht abnehme: er fand sie für $S^{15^0}_{4^0} = 1.010$ zu 1410, bei 1.028 zu 1340. — Nach der von Sörensen und Knudsen eingeführten

[1]) Jahresber. der Kieler Komm. 4.—6. Jahrg., Berlin 1878, S. 1.

[2]) Vega Expeditionens vetenskapl. Iakttagelser, Bd. 2, Stockholm 1883.

[3]) Twelfth annual Report Scotch Fishery Board, Edinburgh 1894, p. 341, und die bequeme Reduktionstabelle XII, p. 382.

neuen Definition des Begriffes Salzgehalt ist die gesuchte Größe ebenfalls nicht mehr als Konstante zu betrachten: auf $S_{17.5}^{17.5}$ bezogen wächst dieser Wert mit steigendem Salzgehalt anfangs rasch, erreicht bei etwa 30 Promille ein Maximum und nimmt dann wieder ein wenig ab, wie aus folgender Tabelle zu entnehmen ist.

Salzgehalt (Promille)	2	5	10	15	20	25	30	35	40
Koeffizient	1274	1295	1302	1305	1308	1309	1309	1309	1308

Will man umgekehrt bei Kenntnis des Salzgehalts das spezifische Gewicht berechnen, so hat Martin Knudsen für die Norm S_4^0 oder σ_0 folgende Formel angegeben, wo S den Salzgehalt in Promille bedeutet.

$$\sigma_0 = -0.093 + 0.8149\, S - 0.000\,482\, S^2 + 0.000\,0068\, S^3$$

Martin Knudsen hat weiterhin auch die Beziehung zwischen dem spezifischen Gewicht und dem Chlorgehalt genauer untersucht und die $\sigma_0 = (S_{4^0}^{0^0} - 1)\, 1000$ zu Grunde gelegt; es ergab sich aus 22 Wertepaaren folgende Interpolationsformel, worin Cl die Gramm Chlor in 1000 g Seewasser bedeutet:

$$\sigma_0 = -0.069 + 1.4708\, Cl - 0.00157\, Cl^2 + 0.000\,0398\, Cl^3.$$

Diese Formel ist in seinen hydrographischen Tabellen als eine wesentliche Grundlage verwendet worden; sie hat alle älteren Versuche dieser Art mit Recht verdrängt. So die Formeln von H. Hamberg[1]) und mir selbst[2]), in denen χ die Gramm Chlor im Liter Wasser bedeutet:

$$S_{4^0}^{0^0} = 1 + 0.00147\, \chi - 0.000003\, \chi^2 \text{ (Hamberg)}$$
$$S_{17.5}^{17.5} = 1 + 0.00139\, \chi - 0.0000019\, \chi^2 \text{ (Krümmel).}$$

Noch in einer anderen Form erscheint die Beziehung des spezifischen Gewichts zum Chlorgehalt in einer Formel von R. Dittmar, die besonders in der englischen Literatur eine Zeitlang viel gebraucht wurde; sie lautet in der ursprünglichen Form: $(S_{4^0}^{t^0} - \Sigma_{4^0}^{t^0})$: $Cl = D = a + bt + ct^2$, wo Σ das spezifische Gewicht des destillierten Wassers, Cl den Chlorgehalt in Gramm pro 1000 g Seewasser und t die Temperatur bedeutet. Für den besonderen Fall $t = 0^0$ wird $D = a$, also konstant. H. N. Dickson hat die Formel noch in eine andere Gestalt gebracht, die in der praktischen Rechnung fast genau dieselben Werte gibt: $(S_{0^0}^{0^0} - 1)$: $Cl = D$. Eine eingehende Prüfung zeigt mir, daß D i t t m a r s D nur für die ozeanischen Salzgehalte ungefähr als konstant hingehen mag. Dittmar selbst hatte für $Cl = 18.023$ $D = 0.00\,146{\cdot}19$ und für $Cl = 20.493$ $D = 0.00\,145{\cdot}93$ erhalten. In Wirklichkeit wächst, wie schon hierin angedeutet, D mit abnehmendem Chlorgehalt in deutlicher Weise, was aus umstehender Tabelle zu ersehen ist, in der die D in Einheiten der fünften Dezimale auftreten und die zusammengehörigen Werte des Chlorgehalts und spezifischen Gewichts aus Knudsens mehrfach erwähnter Arbeit entnommen sind.

Immerhin ist für ozeanisches Wasser Dittmars D ein interessantes Merkmal, dessen örtliche Unterschiede größer sind als die Analysenfehler. Deshalb verdiente die Sache wohl, noch weiter verfolgt zu werden, etwa so, wie das von

---

[1]) Bihang til kgl. Svensk. Akad. Handlingar Bd. 9, Nr. 16. Stockholm 1884.
[2]) Geophys. Beob. der Planktonexped. S. 75.

Cl	*D*	*Cl*	*D*
1.4736	151.03	12.8422	146.22
2.9274	148.83	16.0201	145.98
4.6076	147.92	18.1414	145.87
5.8372	147.35	19.4100	145.80
8.0888	146.80	21.4066	145.87
10.1170	146.52		

Dr. John Gibson[1]) geschehen ist, der D aus 122 Proben der nordbritischen Gewässer bestimmt hat. Als Mittel ergab sich ihm 145.63, mit den Extremen 145.85 und 145.35, für das atlantische Wasser war 145.56 charakteristisch.

Auf die Beziehungen zwischen dem spezifischen Gewicht oder dem Salzgehalt und der Lichtbrechung einerseits und der elektrischen Leitfähigkeit anderseits wird an anderer Stelle eingegangen werden.

3. Wirkungen des Salzgehalts auf Gefrierpunkt, Siedepunkt, osmotischen Druck, Dampfdruck und Verdunstung des Seewassers.

Wenn wir die physikalischen Eigenschaften des Seewassers in einem gewissen inneren Zusammenhange betrachten wollen, so müssen wir uns wiederum auf denselben Standpunkt begeben, den wir bereits bei der Erklärung der großen Gleichmäßigkeit in der Zusammensetzung des Seewassers eingenommen haben, indem wir im Seewasser einen Komplex verdünnter Salzlösungen erkannten. Die moderne theoretische Chemie lehrt nach Van t'Hoff, daß für die physikalischen Zustände einer verdünnten Lösung ähnliche Gesetze zur Geltung kommen, wie für Gase. Wenn ein fester oder flüssiger Körper in einem gegebenen Raume verdampft, also in einen gasförmigen Zustand übergeht, so werden seine Moleküle durch eine Expansivkraft, die man als Tension oder Dampfdruck bezeichnet, in den Raum hineingetrieben. Der Vorgang bei der Lösung eines Salzes in Wasser ist dem ganz analog: auch hier werden die Moleküle des Salzes durch eine gewisse Expansivkraft, die Nernst[2]) als Lösungstension bezeichnet, in das Lösungsmittel hineingetrieben, und sie gelangen unter einem bestimmten Druck hinein, den man als osmotischen Druck bezeichnet. Nernst hat die Analogie geradezu so zum Ausdruck gebracht, daß der osmotische Druck eines gelösten Stoffes ebenso groß ist, wie der manometrisch zu messende Gasdruck, den man beobachten würde, wenn man das Lösungsmittel entfernte und den gelösten Stoff das gleiche Volum als Gas erfüllend zurückließe. Die Verdampfung einer Flüssigkeit in einem gegebenen Volum kommt zum Stillstande, sobald der Dampfdruck seinen höchsten Wert erreicht hat: man bezeichnet das als Sättigungszustand, und bei weiterer Zuführung von Dampf tritt wieder Niederschlag ein. So gibt auch analog für eine Lösung das Maximum des osmotischen Drucks die Grenze.

Wird ein fester Körper in ein Lösungsmittel gebracht, so wandern

[1]) Proc. R. Soc. Edinb. 1895, vol. 20, p. 318.
[2]) Theoretische Chemie (4. Aufl.) 1903, S. 157.

die sich lösenden Teilchen stetig von Orten höherer zu solchen niederer Konzentration, also in der Richtung des Konzentrationsgefälles. Für diesen Prozeß der Diffusion ist ebenfalls der osmotische Druck maßgebend, und es gelten für die Diffusion dieselben Gesetze, die Fourier für die Leitung der Wärme entwickelt hat. Die Diffusion schreitet also außerordentlich langsam vorwärts, viel langsamer als die Ausbreitung der Gasteilchen. Denn in der Lösung treten den Molekülen außerordentlich große Reibungswiderstände bei ihrer Ausbreitung entgegen[1]). Wir können in der Anwendung auf das Seewasser hieraus die wichtige Folgerung ziehen, daß wenn wir fern von den Flußmündungen im Ozean eine so bemerkenswerte Gleichartigkeit in der Zusammensetzung des Seewassers finden, die Lösungstension der einzelnen Salzkomponenten es nur mit einem sehr geringen Konzentrationsgefälle zu tun hat, d. h. daß die örtliche Zufuhr neuer einzelner Salze aus irgendwelchen außerhalb des Ozeans gelegenen Quellen ein Minimum ist.

Wenn wir ferner einen gesättigten Dampf haben, so können wir durch eine geeignete Erniedrigung der Temperatur eine Kondensation des verdampften Stoffes hervorbringen: es ist dann sowohl Flüssigkeit wie Dampf gleichzeitig vorhanden. Aus einer Lösung vermögen wir ähnlich durch eine geeignete Temperaturerniedrigung den gelösten Stoff partiell zu entfernen, indem wir die Lösung zum Gefrieren bringen: es sind dann wiederum gleichzeitig das feste Lösungsmittel (Eis) und die Lösung selbst nebeneinander vorhanden, und dies tritt ein, sobald beide den gleichen Dampfdruck besitzen, hierbei einen gleichbleibenden äußeren Druck, z. B. Atmosphärendruck vorausgesetzt. Lösungen gleichen Gefrierpunkts haben gleichen Dampfdruck und auch gleichen osmotischen Druck. Da feste Stoffe einen sehr niedrigen Dampfdruck haben, muß die Temperatur der Lösung unter den gewöhnlichen Gefrierpunkt des Lösungsmittels (für Wasser 0°) erniedrigt werden, um die Lösung zum Gefrieren zu bringen. Deshalb muß der Gefrierpunkt des Seewassers um so tiefer unter 0° liegen, je mehr Salze es aufgelöst enthält.

Dieser Erniedrigung des Gefrierpunkts steht nun eine Erhöhung des Siedepunkts gegenüber, immer gleich bleibenden äußeren Druck vorausgesetzt. Die Moleküle des gelösten Stoffes wirken anziehend auf die flüssigen Moleküle des Dampfraums, wodurch die Menge der verdampften Flüssigkeit kleiner wird, denn von dem festen in Lösung gegangenen Stoffe selbst treten so gut wie gar keine Moleküle in den Dampfraum hinüber, da die festen Körper, wie bemerkt, nur einen sehr niedrigen Dampfdruck besitzen. Die Folge ist, daß durch die Anwesenheit dieser Salze der Dampfdruck erniedrigt wird, und da die Flüssigkeiten bei derjenigen Temperatur sieden, wo ihr Dampfdruck gleich dem äußeren Atmosphärendruck ist, wird die Temperatur des Seewassers erhöht werden müssen über den Siedepunkt des reinen Wassers hinaus, damit es ins Sieden kommt.

Die physikalische Chemie hat nun einfache Beziehungen zwischen Dampfdruck, osmotischem Druck, Gefrierpunktserniedrigung und Siedepunktserhöhung kennen gelehrt, so daß man bei der Kenntnis des einen

---

[1]) Ostwald, Allgem. Chemie (3. Aufl.) Bd. 1, S. 698.

mit Hilfe bestimmter Proportionalitätsfaktoren die übrigen leicht berechnen kann. Die Beobachtung des osmotischen Drucks stößt auf experimentelle Schwierigkeiten: man mißt ihn, indem man in ein mit Wasser gefülltes Gefäß ein zweites hineintaucht, das mit der Salzlösung bis zu einer bestimmten Höhe gefüllt ist und dessen Boden aus einer porösen Membran besteht, am besten aus einer sogenannten semipermeablen Membran, die wohl das Wasser in die Lösung hinein diffundieren läßt, der Lösung selbst aber nur einen verschwindend kleinen Durchgang gestattet. Indem das Wasser in das innere Gefäß eindringt, füllt sich dieses über das frühere Niveau, und diese Vergrößerung der inneren Flüssigkeitssäule stellt den osmotischen Druck vor. Solche Membranen sind aber technisch sehr schwierig herzustellen. Auch die Bestimmung des Dampfdrucks und Siedepunkts sind technisch schwierige oder umständliche Aufgaben, am bequemsten ist die des Gefrierpunkts, da die moderne Physik über Hilfsmittel verfügt, um die hier erforderlichen niedrigen Temperaturen innerhalb von 0.001° konstant zu erhalten. Auf Martin Knudsens Veranlassung hat Magister H. J. Hansen in Kopenhagen an 11 Seewasserproben, die Knudsen bei seinen Konstantenbestimmungen benutzt hatte, die Gefriertemperaturen τ gemessen. Hansen hat dafür die empirische Formel aufgestellt:

$$\tau = -0.0086 - 0.0064633\, \sigma_0 - 0.0001055\, \sigma_0{}^2.$$

Die Formel liefert die Gefriertemperatur für Seewasser, dessen σ_0 bekannt ist, bis auf $\pm$ 0.003°, während ältere gute Messungen, wie die von O. Pettersson[1]), sich noch mit einem Fehler von $\pm$ 0.06° begnügen mußten. Knudsen macht darauf aufmerksam, daß Seewasser von einem Salzgehalt = 24.695 Promille oder $\sigma_0 = 19.838$ bei seinem Gefrierpunkte $\tau = -1.332°$ auch seine größte Dichtigkeit hat, so daß dann $\sigma_0 = \sigma_\tau =$ 19.852 wird. — Die zusammengehörigen Werte des Salzgehalts, der Gefriertemperatur τ und der Dichtigkeit bei dieser Temperatur σ_τ sind in der Tabelle auf S. 241 mit denen des osmotischen Druckes zusammengestellt.

Denn aus den Gefriertemperaturen kann man sehr bequem den osmotischen Druck berechnen. Dies hat zuerst Sigurd Stenius[2]) ausgeführt, indem er nach den von Svante Arrhenius entwickelten Formeln den Proportionalitätsfaktor zu — 12.08 Atmosphären bestimmte; nach Nernst wäre er für wäßrige Lösungen nicht ganz so groß (12.03). Ich gebe aus seiner Tabelle die für einen Salzgehalt bis zu 40 Promille berechneten Drucke (in Atmosphären), die sich auf eine Temperatur von 0° beziehen; für eine andere Temperatur sind sie nach der für Gasdrucke geltenden Beziehung $P_t = P_0\,(1 + 0.00367\, t)$ leicht umzurechnen. An diesen Grundwerten ist noch eine kleine Korrektion angebracht, die sich aus gewissen Änderungen der Schmelzwärme des Wassers mit der Temperatur und aus der sogenannten Verdünnungswärme ergibt. Es zeigt sich nun aus der Tabelle, daß für Ostseewasser von 7.5 Promille Salzgehalt

[1]) On the properties of water and ice, in Vega Exped. vetenskapl. Iakttagelser, Bd. 2, Stockholm 1883, p. 270.

[2]) Öfversigt af Finska Vetenskaps-Societetens Förhandlingar, Bd. 46, Nr. 6, Helsingfors 1904.

Gefrierpunkt und osmotischer Druck des Seewassers.

Salzgeh. Prom.	Gefrierpunkt τ^0	Dichtigkeit σ_τ	Osmot. Druck P_0 (Atmosph.)	Salzgeh. Prom.	Gefrierpunkt τ^0	Dichtigkeit σ_τ	Osmot. Druck P_0 (Atmosph.)
1	—0.055	0.72	0.66	21	—1.129	16.87	13.65
2	—0.108	1.52	1.30	22	—1.184	17.67	14.31
3	—0.161	2.34	1.94	23	—1.239	18.49	14.99
4	—0.214	3.15	2.59	24	—1.294	19.29	15.65
5	—0.267	3.96	3.23	25	—1.349	20.10	16.32
6	—0.320	4.75	3.87	26	—1.405	20.91	16.99
7	—0.373	5.57	4.51	27	—1.460	21.71	17.66
8	—0.427	6.38	5.15	28	—1.516	22.52	18.33
9	—0.480	7.19	5.80	29	—1.572	23.34	19.01
10	—0.534	8.00	6.44	30	—1.627	24.14	19.67
11	—0.587	8.80	7.09	31	—1.683	24.96	20.35
12	—0.640	9.60	7.73	32	—1.740	25.76	20.95
13	—0.694	10.41	8.38	33	—1.797	26.58	21.63
14	—0.748	11.22	9.03	34	—1.853	27.39	22.42
15	—0.802	12.02	9.69	35	—1.910	28.21	23.12
16	—0.856	12.84	10.35	36	—1.967	29.02	23.81
17	—0.910	13.64	11.00	37	—2.024	29.83	24.50
18	—0.965	14.45	11.66	38	—2.081	30.65	25.20
19	—1.019	15.25	12.32	39	—2.138	31.46	25.89
20	—1.074	16.07	12.98	40	—2.196	32.27	26.59

bei einer sommerlichen Temperatur von 18° der osmotische Druck 4.9 Atmosphären, bei Wasser des Roten Meeres von 40 Promille und 30° aber 26.7 Atmosphären beträgt. Im allgemeinen entspricht jedem Promille Salz mehr eine Zunahme des osmotischen Drucks um $^2/_3$ Atmosphären, was einer Quecksilbersäule von 500 mm gleichkommt. Umgekehrt wäre je 1 mm osmotischer Druck 0.002 Promille Salzgehalt äquivalent. Die Messung des osmotischen Druckes würde also die empfindlichste Methode zur Bestimmung des Salzgehalts liefern, wenn es nur der Technik gelänge, semipermeable Membranen in beliebigen Mengen und voller Gleichartigkeit zu liefern [1]).

Die Kenntnis des osmotischen Drucks hat eine große Bedeutung für die Biologie der im Meere lebenden Organismen. Ein in Seewasser verpflanzter Frosch verliert durch die sofort auftretende Osmose durch seine Haut (Exosmose) beträchtliche Mengen von Wasser und wird in kurzem um $^1/_5$ seines Anfangsgewichts leichter. Umgekehrt beginnt ein echter Seefisch, plötzlich in Süßwasser versetzt, durch lebhafte osmotische Aufnahme von Wasser (Endosmose) stark anzuschwellen, was mit einem raschen Tode an akuter Wassersucht zu enden pflegt [2]). Man sieht ohne weiteres, welche Bedeutung diese osmotischen Vorgänge für die Frage der Abkunft der Süßwasserfauna aus dem Meere haben und wie der Anpassungsübergang in kalten, salzarmen

[1]) Für die praktische Ausführung wäre dabei nur an eine Differentialmethode zu denken oder an Messung der Diffusionsgeschwindigkeit mit der Uhr.

[2]) Regnard, La Vie dans les Eaux, Paris 1891, p. 437.

Nebenmeeren am leichtesten vollzogen werden konnte. — Wie Karl Brandt[1]) gezeigt hat, ist die Fähigkeit der Planktonorganismen, aus höheren nach tieferen Wasserschichten ab und wieder auf zu schweben, vom Unterschiede des osmotischen Drucks im umgebenden Seewasser und in den Flüssigkeitströpfchen des Protoplasmas (den Vakuolen) wesentlich bestimmt.

Ist der osmotische Druck bekannt, so vermögen wir nunmehr auch die noch fehlenden Konstanten der Siedepunktserhöhung und Dampfdruckerniedrigung für Seewasser ziemlich genau zu berechnen. Nach Nernst[2]) erhält man den osmotischen Druck einer wässerigen Lösung vom Siedepunkt $t = 100^0 + \mathrm{t}^0$ aus der Beziehung: $P_t = 56.8\,\mathrm{t}$, woraus sich $\mathrm{t} = P_t/56.8$ ergibt. Da die Siedetemperaturen für Seewasser wenig über 100 bis 100.6° betragen, können wir t ohne wesentlichen Fehler $= 100$ setzen und, da $P_t = P_0\ (1 + 0.00367\,t)$, erhalten wir den gesuchten Reduktionsfaktor aus der Gleichung $\mathrm{t}^0 = 0.02407\,P_0$ und danach die in der folgenden kleinen Tabelle aufgeführten Werte. Der Siedepunkt für Ozean-

Salzgehalt (Prom.)	5	10	15	20	25	30	35	40
Siedepunktserhöhung t°	0.08°	0.16°	0.23	0.31°	0.39°	0.47°	0.56°	0.64°
Dampfdruckerniedrigung (mm)	2.13	4.23	6.45	8.47	10.73	12.97	15.23	17.55

wasser ist also 100.56°. Die Tabelle enthält gleichzeitig die mit wachsendem Salzgehalt stark steigende Erniedrigung des Dampfdrucks, die sich wieder leicht aus der Siedepunktserhöhung berechnen läßt. Denn nehmen wir den Fall, daß wir eine Seewasserprobe grade zum Sieden gebracht haben bei der Temperatur $= 100 + \mathrm{t}^0$ und dem Barometerstand $= B$ mm, so ist ihr Dampfdruck gleich dem im Augenblick des Siedens herrschenden Luftdruck B. Der Dampfdruck des reinen Wassers ist aber bei einer Temperatur $= 100^0 + \mathrm{t}^0$ gleich dem Luftdruck B vermehrt um die Druckerhöhung b, die nötig ist, um reines Wasser bei der Temperatur $100^0 + \mathrm{t}^0$ sieden zu lassen. Da nun aber das Seewasser tatsächlich bei einem Barometerstande von B bereits siedete, ist sein Dampfdruck um eben diese Größe b erniedrigt. Dieser Betrag ist aus bekannten Tabellen der Siedetemperatur des Wassers zu entnehmen[3]).

Ehe wir die ozeanographische Bedeutung dieser Dampfdruckerniedrigung darlegen, sei noch eine weitere Folgerung aus unserer Kenntnis des Gefrierpunkts für das Seewasser gezogen, die eine mehr chemische Frage behandelt, die nach der Dissoziation der Salzkomponenten[4]). Nach Raoult ist die Gefrierpunktserniedrigung, die ein Stoff in der Lösung hervorbringt, seinem Mole-

[1]) Spengels Zool. Jahrb., Abt. für Systematik, Bd. 9, S. 58. Brandt hat zuerst auf einem anderen Wege den osmotischen Druck für Ozeanwasser auf über 20 Atm., also der Größenordnung nach richtig, bestimmt.

[2]) Theoret. Chemie (4. Aufl.) 1903, S. 143.

[3]) Wiebe, Tafeln über die Spannkraft des Wasserdampfes, Braunschweig 1903, oder Landolt-Börnsteins Phys. Chem. Tabellen.

[4]) Nernst a. a. O. S. 153. Vergl. oben S. 223.

kulargewicht umgekehrt proportional. Es besteht also die Beziehung: $\tau = m . E/M$, worin m die prozentuale Konzentration (g Salz auf 100 g Lösungsmittel), M das Molekulargewicht und E eine Konstante bedeutet, die für Wasser $= 18.4$ ist. Umgekehrt kann man bei bekanntem Gefrierpunkt τ auch das Molekulargewicht berechnen. Nehmen wir einmal an, wir hätten es beim Seewasser nur mit einem einzigen ideellen Salze zu tun, so berechnete sich dessen Molekulargewicht für Ostseewasser ($m = 1$) zu 34.4, für ozeanisches Wasser ($m = 3.5$) zu 33.7. Vergleichen wir nun damit die bekannten Molekulargewichte der früher einzeln nach Dittmar (S. 219) aufgeführten Komponenten des Seesalzes, also Chlornatrium 58.5, Chlormagnesium 95.3, Magnesiumsulfat 120.4, Calciumsulfat 136.1, Kaliumsulfat 174.1, Brommagnesium 184.3 und Calciumkarbonat 100.0, so erscheint im Vergleich dazu das soeben nach Raoults Formel erhaltene Molekulargewicht des ideellen Seesalzes mit 34 bei weitem zu klein. Wollten wir versuchsweise das wahrscheinliche Molekulargewicht des Seesalzes aus seinen Komponenten aufbauen, indem wir die einzelnen Molekulargewichte nach der verhältnismäßigen Menge der Einzelsalze einführen, so würden wir $45.5 + 10.4 + 5.7 + 4.9 + 4.3 + 0.4 + 0.3 = 72$ erwarten müssen, also mehr als das Doppelte des aus der Gefriertemperatur für Ozeanwasser (von $m = 3.5$ Prozent) berechneten. Dieser Widerspruch löst sich nach bekannten Untersuchungen von Arrhenius und Planck dadurch, daß die Seesalze sogenannte Elektrolyte sind, die sich, wie bereits einmal bemerkt, in verdünnten Lösungen großenteils in ihre Ionen zerlegen. Nehmen wir einmal an, der Dissoziationsprozeß sei vollständig durchgeführt, so können wir auch für diesen Fall das Molekulargewicht dieser Ionengesellschaft angenähert berechnen, indem wir wiederum die einzelnen Ionen ihrer relativen Häufigkeit gemäß einführen (vergl. S. 220 die Beziehungen auf 100 000 Atome Chlor). So erhielten wir als Molekulargewicht der ganzen Genossenschaft $M_1 = 31.3$. Der vorhandene Dissoziationsgrad ist aber nicht vollständig, sondern wird sich in erster Annäherung durch das Verhältnis $31.3 : 33.7$ ausdrücken lassen, also $= 0.9$ sein, d. h. von je 10 vorhandenen Molekülen sind 9 in ihre Ionen zerfallen. Dieses Ergebnis wird bestätigt, wenn wir das Seewasser als Gemisch mehrerer verdünnter Salzlösungen auffassen, deren jede für sich einen bestimmten Dissoziationsgrad aufweisen muß. Dann ergäben sich als die entsprechenden Grade für Chlornatrium, Chlormagnesium, Kaliumsulfat, Brommagnesium ziemlich genau 0.9, für das Magnesiumsulfat nur 0.5. Wie weit der schließliche Zerfall in Ionen bei dieser Genossenschaft der aus proportionaler Summation erhältlichen Größe entspricht, bedürfte freilich noch besonderer Prüfung. Hier handelte es sich nur darum, ein zur ersten Orientierung genügendes Streiflicht zu werfen auf die molekularen Zustände im Wasser des Ozeans, dieser großartigsten verdünnten Lösung der irdischen Welt.

Das vorher gefundene Verhalten des Dampfdrucks beim Seewasser hat eine weittragende Bedeutung nicht nur für die Ozeanographie, sondern auch für die gesamte Physik der Erdoberfläche. Denn aus jener Erniedrigung des Dampfdrucks folgt, daß unter gleichen äußeren Bedingungen Seewasser langsamer verdunstet als reines Wasser, und zwar um so langsamer, je höher der Salzgehalt ist. Die örtlichen Unterschiede im Salzgehalt der freien Meeresoberfläche sind nun zuvörderst abhängig von dem Verhältnis der Verdunstung zum Niederschlag, und wir werden in einem besonderen Abschnitt näher darauf eingehen. Da aber die Meere die vornehmste, wenn auch nicht die einzige Quelle der atmosphärischen Feuchtigkeit vorstellen, hievon aber die Zufuhr von Energie in die höheren Luftschichten und damit die Intensität der Luft-

strömungen, Bewölkung, Regenfall und Vegetationsreichtum, und hievon wieder Besiedlungsfähigkeit und Bevölkerungsdichte abhängen, so ist ohne weiteres klar, daß diese bedeutungsvolle Verkettung von Vorgängen auf der Erdoberfläche etwas anders und zwar mit gesteigerter Intensität auftreten müßte, falls etwa der Ozean aus reinem Süßwasser bestünde.

Die Tatsache, daß die Verdunstung des Seewassers hinter der von Süßwasser zurückbleibt, ist seit lange bekannt, doch ist die Größe dieses Unterschieds selbst früher sehr überschätzt worden. Nach Chapman (1855) sollte die Verdunstung des Seewassers nur etwas mehr als die Hälfte (0.54) der des Süßwassers ausmachen. Ragona, der anfänglich (1867) ein ähnliches Verhalten fand, kam bei Wiederholung seiner Versuche später zu dem Ergebnis, daß hier keine einfache Proportionalität vorliege, vielmehr je nach der Temperatur und Feuchtigkeit der Luft das Meerwasser bald schwächere, bald auch stärkere Verdunstung liefere, als Süßwasser, ja daß in manchen Fällen sogar das Seewasser Feuchtigkeit aus der Luft an sich zöge. Eine starke Förderung erhielt das Problem durch Arbeiten von Dieulafait, als dieser Roudaires Projekte einer Überwässerung der tunesischen Depression vom Mittelmeer aus dahin prüfte, ob wirklich, wie Roudaire behauptete, die Verdunstung des Meerwassers nur etwa $^2/_3$ (0,62) der des Süßwassers betrage. Durch vergleichende Experimente mit Fluß- und Mittelmeerwasser fand er[1]) als entsprechenden Prozentsatz aber 96.5, sobald es sich um kürzere Zeiten handelte, während welcher der Salzgehalt des verdunsteten Meerwassers nicht wesentlich verstärkt wurde. In Fällen, wo aus einem Liter Seewasser in freier Luft und im Schatten 200 cc verdampft waren, erhielt er nie weniger als 92 Prozent. Den Anfang einer genaueren Untersuchung verdanken wir Ed. Mazelle[2]), der 16 Monate hindurch in Triest täglich je eine Wildsche Verdunstungswage mit Seewasser und Regenwasser nebeneinander in der meteorologischen Hütte beobachtete, wobei er die Vorsicht gebrauchte, die Gefäße täglich neu zu füllen; er benutzte Adriawasser von 37.3 Prom. Salzgehalt. Nächstdem hat Okada[3]) in Azino am japanischen Binnenmeer sieben volle Jahre hindurch vergleichende Untersuchungen ausgeführt, die sich aber auf die Verdunstung nicht in der meteorologischen Hütte, sondern im Freien beziehen; das benutzte Seewasser hatte einen Salzgehalt von 26.6 Promille.

Bildet man aus den von Mazelle in Triest gegebenen Monatsmitteln nach Zusammenfassung der doppelt vertretenen Monate Mittelwerte und aus diesen ein Gesamtmittel, so zeigt sich als durchschnittliche Verdunstungshöhe im Tage für das reine Wasser 1.69 mm, für das Seewasser 1.37 mm, also 81 Prozent des vorigen. Ferner ergab sich, als Mazelle seine 487 Beobachtungspaare nach der absoluten Größe der Süßwasserverdunstung ordnete, daß das Defizit des Seewassers bei geringen Verdunstungshöhen verhältnismäßig am größten war und sich umgekehrt zu den Verdunstungshöhen verhielt, wie folgende Übersicht zeigt:

Süßwasserverdunstung abs. . .	0.3	1.3	2.3	3.3	4.3	5.3	6.3 mm
Meerwasserverdunstung abs. . .	0.21	1.02	1.91	2.84	3.81	4.78	5.71 mm
„ „ prozentisch	70	78	83	86	89	90	91 Proz.

[1]) Comptes Rendus Acad. Paris 1882, t. 94, p. 1655; 1883, t. 97, p. 500 u. 1787.

[2]) Sitzb. Kais. Akad. d. Wissensch. Wien 1898, Bd. 107, IIa, S. 270, wo auch die ältere Literatur.

[3]) Met. Zeitschr. 1903, 382.

Mazelle beobachtete keinen Fall, wo an Stelle von Verdunstung die von Ragona bemerkte Zunahme der Meerwassermenge eintrat; aus seinen Tabellen zeigt sich auch, daß das Klima von Triest hierfür nicht feucht genug ist. Als Interpolationsformel gibt Mazelle folgende Gleichung, worin y die Verdunstung für einen Tag in mm für Meerwasser, x den entsprechenden Wert für Süßwasser bedeutet.

$$y = -0.018 + 0.7303\,x + 0.0561\,x^2 - 0.0044\,x^3.$$

Danach würde für $x = 0$, $y = -0.018$ sein, was den Sinn hätte, daß das Meerwasser einen Zuwachs von 0.018 mm aus der Atmosphäre empfinge. — Okada hat beide Verdunstungsmesser im Freien aufgestellt und bringt die täglich gefallenen Regenmengen in Abzug. Im Durchschnitt aller 7 Jahre zeigte sich in Azino die Verdunstung des Meerwassers nur gleich 95 Prozent der gleichzeitigen des Süßwassers; die einzelnen Jahre schwanken in dieser Hinsicht zwischen 92.6 und 96.8 Prozent. Als mittlere tägliche Verdunstungshöhe fand Okada für das Süßwasser 3.44, das Meerwasser 3.27 mm, wobei das Minimum für beide im Januar (1.97 und 1.93), das Maximum im August (6.00 und 5.69 mm) eintrat. Dies führt zu Jahressummen von 1256 und 1194 mm, also zum 2½fachen Betrage wie in Triest. Während Mazelle nur an 2 von 487 Beobachtungstagen eine stärkere Meerwasserverdunstung verzeichnet, bei übrigens ganz geringem absolutem Betrage, tritt nach Okada dieser Fall in Azino viel häufiger ein; dreimal war sogar im Durchschnitt der Januar durch solchen Exzeß des Meerwassers ausgezeichnet. Okada untersuchte noch besonders die Beziehungen zur Lufttemperatur und zur Sonnenstrahlung, diese ausgedrückt durch die Sonnenscheindauer in Azino. Indem er die Differenzen der Verdunstungshöhen des Süß- und Meerwassers mit d in Zehntel-mm ausdrückt, mit t die Lufttemperatur und mit s die tägliche Sonnenscheindauer, so erhält er die Gleichung $d = 0.079\,t + 0.076\,s$, was sich den Beobachtungen auffallend gut anpaßt, indem nur in den Beobachtungen für Dezember und Januar Abweichungen des berechneten vom beobachteten Werte bis zu 0.05 mm auftreten.

Im übrigen sind nach bekannten Lehren der Meteorologie[1]) die Verdunstungshöhen abhängig von folgenden Einflüssen. Erstlich vom Luftdruck, und zwar ist die Verdunstung stärker bei niedrigem Luftdruck als bei hohem. Leider ist diese Beziehung für Süß- und Seewasserverdunstung noch nicht diskutiert. Aber man darf annehmen, daß über den Ozeanen eine verhältnismäßige Verstärkung der Dampfzufuhr in die Atmosphäre im Bereiche der zyklonalen Barometerminima und eine Abschwächung im Bereiche der Roßbreiten vorliegt, wenn auch nur in mäßigem Umfange. — Zweitens steigt die Dampfbildung von einer Wasseroberfläche bei erhöhter Temperatur, da die hochtemperierte Luft mehr Feuchtigkeit aufnehmen kann, als kältere. Hierfür bieten von Mazelle aufgestellte Tabellen einen deutlichen Anhalt: die Verdunstung wächst bei niedrigen Temperaturen am raschesten. Die tägliche Verdunstungsgröße ergibt sich für Triest (nach graphischer Interpolation):

Lufttemperatur	1°	5°	10°	15°	20°	25°	30°
Süßwasser abs.	1.07	1.11	1.22	1.50	2.01	2.94	4.17
Meerwasser abs.	0.80	0.84	0.93	1.21	1.64	2.52	3.71
„ „ prozentisch . . .	75	76	76	81	82	86	89

[1]) Hann, Lehrbuch der Meteorologie, Leipzig 1901, S. 207; Ule in Met Zeitschr. 1891, S. 91; Trabert ebenda 1896, S. 262.

Verdunstungshöhen, die das Süßwasser bei 5° erreicht, treten beim Meerwasser erst bei 13.4° auf; ebenso sind gleiche Höhen bei 10° und 15.2°, 15° und 18.8°, 20° und 22.4°, 25° und 26.9° zu verzeichnen — so deutlich nehmen die Unterschiede bei den höheren Temperaturen ab. Nach Okada wären in Azino die Verhältnisse ganz anders. Zwar steigt die Differenz der beiden Verdunstungen, aber bei den niedrigen Temperaturen ist das prozentuale Verhältnis der Seewasserverdunstung gerade kleiner und bei den höheren ist es nahezu konstant, wie aus folgender (ebenfalls graphisch interpolierter) Übersicht hervorgeht.

Temperatur	5°	10°	15°	20°	25°	27.5°
Süßwasser abs.	2.02	2.60	3.18	4.00	5.20	6.00 mm
Meerwasser abs.	1.99	2.52	3.03	3.79	4.92	5.69 mm
„ „ prozentisch	99	97	95	95	95	95 Proz.

Die Frage bedarf also noch weiterer Klärung. Daß hierbei jedoch die Schattentemperatur der meteorologischen Hütte (in Triest) weniger bedeutsam ist, als die Sonnentemperatur im Freien (in Azino), darf ohne weiteres aus Okadas Zahlen entnommen werden. Außerdem ist zu beachten, daß allgemein die Meeresoberfläche eine höhere Temperatur hat, als die darüber liegende Luft, daher muß der Verdampfungsgradient verstärkt werden. Im Winter kann er über dem Floridastrom erfahrungsgemäß so stark werden, daß die Meeresoberfläche unter den kontinental abgekühlten Nordwestwinden dampft[1], wie ein Gefäß mit heißem Wasser. Auch sonst ist der Temperaturunterschied zwischen Luft und Meer bedeutsam: wo sich durch aufquellendes Tiefenwasser abgekühlte Meeresströme mit warmer Tropenluft berühren, tritt nicht nur in der Luft Nebel ein, sondern allemal auch im Wasser ein niedrigerer Salzgehalt. Solche komplizierten Beziehungen lassen sich in einer meteorologischen Hütte natürlich nicht wiederholen.

Drittens ist der Feuchtigkeitsgehalt, namentlich der Sättigungsgrad der Luft über dem Wasser wichtig; bei großer psychrometrischer Differenz wird das Wasser intensiver verdampfen als bei kleiner. Bei gesättigter Luft, also stets bei Nebel, wird das Meerwasser Feuchtigkeit aus der Luft aufnehmen, da die Salzteilchen anziehend auf den Wasserdampf einwirken. Aus Mazelles Beobachtungen lassen sich folgende Beziehungen zwischen Verdunstung und relativer Feuchtigkeit ableiten, zu welchem Zwecke drei verschiedene Temperaturgruppen zu Grunde gelegt sind. Die Zahlen bedeuten tägliche Verdunstungshöhen in Millimetern.

Relative Feuchtigkeit		40 %	50 %	60 %	70 %	80 %	90 %
t = 8°–10°	Süßwasser	2.25	2.17	1.78	1.17	0.68	0.35
	Meerwasser	1.87	1.81	1.44	0.89	0.47	0.21
t = 20°–21°	Süßwasser	3.46	3.18	2.70	1.96	1.50	—
	Meerwasser	3.03	2.77	2.30	1.64	1.25	—
t = 24°–25°	Süßwasser	5.10	3.55	2.78	2.15	—	—
	Meerwasser	4.53	3.05	2.36	1.82	—	—

Überall nimmt das Defizit des Meerwassers mit der höheren Temperatur zu bei gleicher relativer Sättigung, wie nicht anders zu erwarten.

Viertens wird die Luftbewegung wichtig, denn bei raschem Ersatz der Luftteilchen, die mit Feuchtigkeit beladen vom Winde fortgeführt werden, können immer neue Luftteilchen Wasserdampf aufnehmen, vorausgesetzt daß sie nicht schon über weite Wasserflächen horizontal hinweggezogen sind. Besonders günstig sind vertikal abwärts gerichtete Komponenten der Luftbahnen in der freieren Atmosphäre, da die Höhenluft in der Regel trockner zu sein pflegt, auch mit dem Absteigen eine Temperaturerhöhung verbunden ist. Nach Mazelles Beobachtungen gebe ich hier, wiederum nach drei Temperaturgruppen geordnet, die Beziehungen zwischen Verdunstungshöhen und Windgeschwindigkeit.

Windstärke m. p. s.		1	4	8	12	16	20
$t = 8^\circ$—10°	Süßwasser	0.70	1.27	1.79	2.14	2.36	2.52
	Meerwasser	0.50	0.93	1.41	1.73	1.95	2.10
$t = 20^\circ$—21°	Süßwasser	1.54	2.24	3.61	—	—	—
	Meerwasser	1.29	1.87	3.08	—	—	—
$t = 24^\circ$—25°	Süßwasser	2.43	3.18	5.01	—	—	—
	Meerwasser	2.06	2.73	4.39	—	—	—

Die Meteorologen pflegen die Verdunstung proportional der Quadratwurzel aus der Windgeschwindigkeit zu setzen; die vorliegenden Beobachtungen scheinen mir noch nicht geeignet, um diese theoretische Annahme zu prüfen.

Fünftens wird die Verdunstung mit steigendem Salzgehalt schwächer werden, also das Verdunstungsdefizit des Meerwassers gegen Süßwasser steigen. In dieser Beziehung können leider die Beobachtungsreihen von Triest und Azino nicht ohne weiteres zum Beweise herangezogen werden, da in Triest die Verdunstung im Schatten der meteorologischen Hütte, in Azino aber im Sonnenschein des Freien gemessen ist. Immerhin liegt in den beiden schon erwähnten Durchschnittswerten ein deutlicher Hinweis vor, wenn das Defizit für einen Salzgehalt von 26.6 Promille in Azino nur 5 Prozent, für einen Salzgehalt von 37.3 Promille in Triest aber 19 Prozent betragen hat.

Wollten wir diese Beziehungen in eine Formel zusammenfassen, so würden wir setzen können:

$$V = C \,.\, (1 + 0{,}00367\, t)\, (t - t') \,.\, \frac{\sqrt{w}}{B \,.\, S},$$

worin V die tägliche Verdunstungshöhe in Millimetern, C eine Konstante, t die Temperatur des trockenen, t' die des feuchten Thermometers, w die Windgeschwindigkeit (mm p. S.), B die Wirkung des Barometerstands, S die des Salzgehalts bedeutet. Aus den Beobachtungen in Triest sind wohl die Daten gegeben, die Werte für V, t, t', w und S in die Formel einzusetzen und, wenn man die Wirkung des Barometerstands vernachlässigt, also $B = 1$ setzt, die Konstante C zu berechnen; sie wird für Triest $= 0.007$, indem $t = 14.65^\circ$, $t - t' = 3.04$, $w = 3710$ mm und $V.S = 1.37$ mm. Dabei zeigt sich aber, wenn wir C für die einzelnen Monate berechnen, eine beträchtliche Schwankung zwischen den Extremen 0.009 und 0.005. Da nun aber die Jahresverdunstung für Triest nur rund 500 mm im Schatten beträgt (nach Mazelle), während für die südfranzösische Küste nach Dieulafait in der Sonne mindestens 6 mm täglich und 2190 m im Jahr, also über 4mal mehr zu rechnen sind und in dem

japanischen Azino in der Sonne 2½mal mehr verdunstet als in Triest im Schatten, so bleibt das Verhältnis zwischen Schatten- und Sonnenverdunstung unbestimmbar und wäre es ein vergebliches Bemühen, jene Formel zur Berechnung der Verdunstungshöhen für solche Meeresgebiete zu benutzen, in denen Angaben über Temperatur, psychrometrische Differenz und Windgeschwindigkeit vorliegen. Die mit der vorher gefundenen Konstanten *C* berechneten Verdunstungshöhen würden nicht einmal unter sich vergleichbar sein.

Wie verwickelt diese Beziehungen liegen, geht aus einer neueren Veröffentlichung[1]) Okadas über die Verdunstung in Japan hervor. Es gibt dort auch vergleichende Beobachtungen in Tokio über die Verdunstung in der meteorologischen Hütte (H) und im Freien (F) für 30 Monate in den Jahren 1891 bis 1893, aus der folgender Auszug für die Zeit vom Dezember 1892 bis November 1893 mitgeteilt sei. Die Zahlen bedeuten tägliche Verdunstungshöhe von reinem Wasser in Millimetern; die einzelnen Werte und ihre Diffe-

	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.
F	2.09	1.99	2.57	3.02	3.07	3.57	3.74	5.66	4.80	3.29	1.92	2.19
H	1.45	1.30	1.70	1.99	1.63	1.87	1.75	2.36	2.15	1.76	1.14	1.28
F-H	0.64	0.69	0.87	1.03	1.44	1.70	1.99	3.30	2.67	1.53	0.78	0.91

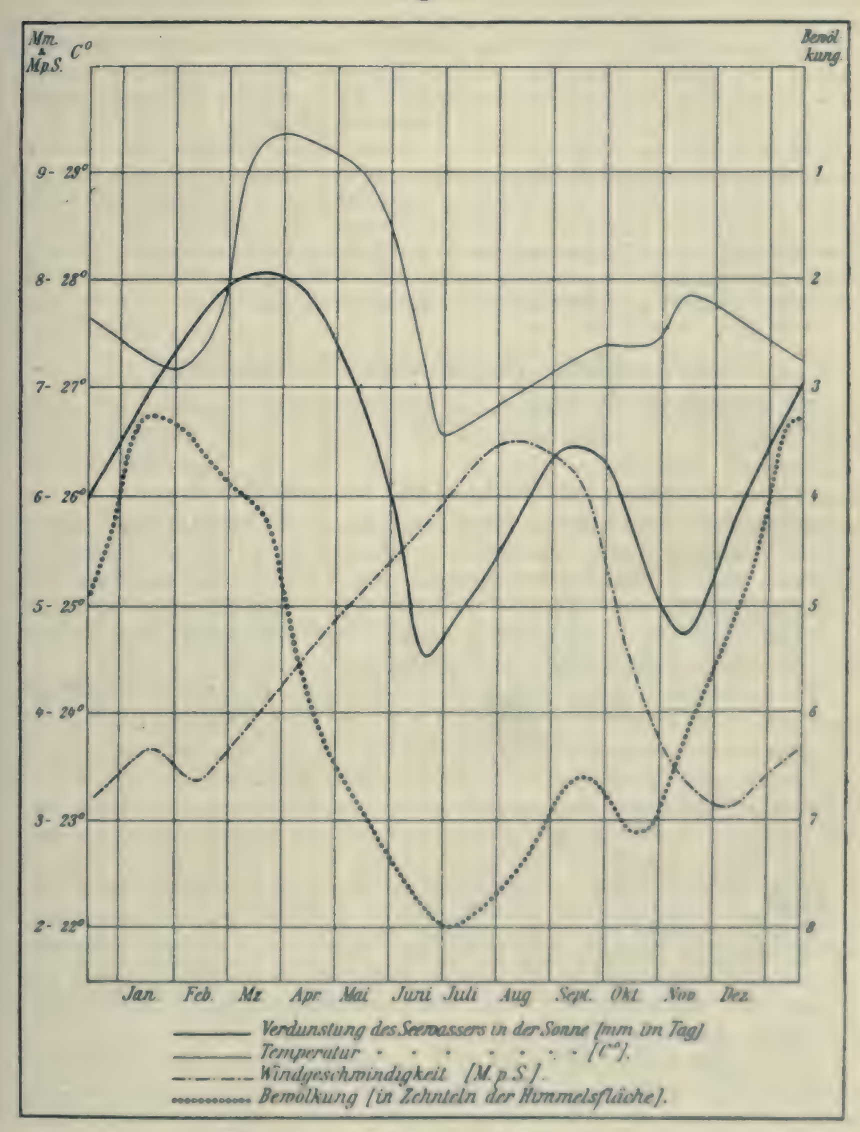
renzen F—H sind in jedem Jahr auch für denselben Monat absolut wie relativ andere. Die Differenzen zwischen Sonnen- und Schattenverdunstung wachsen im allgemeinen hiernach proportional der Verdunstungsgröße, sind also im Sommer bedeutend, im Winter geringer. Wie sich nun das Meerwasser in dieser Beziehung verhält, ist leider noch nicht untersucht; es käme vornehmlich darauf an, auch für dieses die besonderen Einflüsse von Temperatur, Feuchtigkeit, Windstärke und Luftdruck auf die Differenz F—H erkennbar zu machen. Einen ersten Anhalt hierfür liefern die soeben erst veröffentlichten[2]), wichtigen Beobachtungen von John Allan Broun in Trivandrum (Südindien, 8° 29′ N, 76° 56′ O) während der Jahre 1857 bis 1863. Sie zeigen in Übereinstimmung mit den sorgfältigen Verdunstungsmessungen, die H. R. Mill[3]) am Cambden Square in London 1905 an einem größeren Süßwasserbecken ausgeführt hat, daß die Verdunstung in erster Linie vom Sonnenschein abhängt. Für Cambden Square ist er direkt aufgezeichnet, in Trivandrum kommt seine Wirkung zum Ausdruck sowohl in der Bewölkung, als auch in der Temperatur des Wassers in der Sonne. Dagegen tritt die Windstärke in beiden Beobachtungsreihen erheblich zurück und ist wohl bisher stark überschätzt worden. In beistehender Figur 37 sind die Mittelwerte für die einzelnen Monate der ganzen Beobachtungsreihe graphisch dargestellt. Leider fehlt eine Angabe für den Salzgehalt des verwendeten Seewassers. Im Durchschnitt verhält sich die Verdunstungshöhe in der Sonne zu der im Schatten wie 2320 zu 948 mm, ist also 2.44 oder rund 2½mal stärker in der Sonne.

Aus dem gegenwärtig so unbefriedigenden Zustande unserer Kenntnis von der Verdunstung der Meeresoberfläche wird man nur durch neue Beobachtungsmethoden herauskommen. Ob das von Wilhelm Krebs[4]) vorgeschlagene Verfahren, keine Aspirationspsychrometer, sondern einfach das

[1]) Bull. of the Central Met. Observatory of Japan, Bd. 1, Tokio 1904, Nr. 4, p. 5.
[2]) Met. Zeitschr. 1906, S. 428.
[3]) British Rainfall 1905, p. 36.
[4]) Met. Zeitschr. 1895, S. 38; ,

trockene und feuchte Thermometer frei mit den Kugeln an der Luvseite gegen den Wind gehalten zu beobachten und nur Störungen durch seitlich reflektierte Sonnenstrahlen zu vermeiden, einen gangbaren Weg bedeutet, kann nur

Fig. 37.



Verdunstung des Seewassers in Trivandrum.

durch systematische Versuche an Bord geprüft werden. Dabei liegt freilich die Schwierigkeit vor, daß die Beobachtungen nur, während das Schiff still liegt, ohne weiteres verwendbar sind, beim Schiffe in Fahrt aber eine umständ-

liche Rechnung nötig wird. Nach Krebs soll die auf solche Weise erhaltene psychrometrische Differenz in Zentrigraden ausgedrückt und mit 2 multipliziert die tägliche Verdunstungshöhe in Millimetern für Süßwasserflächen ergeben. Besser geeignet für den Gebrauch an Bord erscheint mir ein aräometrisches Verfahren. Wenn man ein zylindrisches Gefäß von nicht zu kleinem, aber bekanntem Inhalt (etwa 5—10 Liter) mit Seewasser bis zum Rande füllt und der Sonne wie dem Winde frei ausgesetzt kardanisch aufstellt, so wird nach 24 Stunden der Inhalt eine stärkere Konzentration angenommen haben, die man mit dem Aräometer messen kann. Eine einfache Rechnung ergibt aus dem bei Beginn des Versuchs genau bekannten Inhalt und Gewicht des Seewassers im Gefäße das Gewicht des verdunsteten reinen Wassers, und da auch dessen Volum leicht aus der Mitteltemperatur der Versuchsperiode bestimmt wird und die Oberfläche des Verdunstungsgefäßes genau bekannt ist, kann daraus die Verdunstungshöhe berechnet werden. Es gehören dazu wiederholte Messungen der Temperatur im Wassergefäß und Regenmessungen. Die Windgeschwindigkeit ist mit dem Anemometer während der Fahrt zu messen und nicht auf Kurs und Fahrt des Schiffs zu korrigieren[1]).

4. Die optischen Eigenschaften des Seewassers.

Das Meerwasser ist, namentlich auf hoher See, sowohl durch seine große Klarheit, wie durch seine charakteristische Farbe von den süßen Landwassern verschieden. Die Frage, wie weit das Tageslicht in die Meerestiefen vordringe, hat ihre besondere biologische Bedeutung für die Anpassung der Organismen an ihren Lebensraum, nicht minder die eigenartigen Brechungs- und Absorptionsvorgänge, denen die Lichtstrahlen auf ihrem Wege in die Tiefe unterliegen und von denen die verschiedenen Färbungen des Meeres bestimmt werden. Die Untersuchung wird daher der Reihe nach die Lichtbrechung, sodann Durchsichtigkeit und die damit eng zusammenhängenden Farbenzustände zu behandeln haben.

Ein Lichtstrahl, der aus der Luft in das Wasser eintritt, wird dort aus seiner Richtung abgelenkt. Errichtet man im Einfallspunkte auf der als eben gedachten Wasseroberfläche eine Senkrechte, die man auch ins Wasser hinein verlängert, so wird der Strahl auf dieses Einfallslot zu gebrochen, so daß der Winkel mit diesem Lot im Wasser (β) kleiner ist, als an der Luft (α); das Verhältnis der Sinus dieser Winkel zueinander bezeichnet man als Brechungsindex, und zwar ist $\sin\alpha : \sin\beta$ in reinem Wasser für gelbes Licht $= 1.333$. Das Wasser ist ein optisch dichteres Medium, als die Luft, und treten gelöste Salze hinzu, so wird der Brechungsindex allgemein größer; dagegen wird er allgemein kleiner mit höherer Temperatur. Nach J. Soret und Ed. Sarasin[2]) ist für Mittelmeerwasser, das 4 km seewärts von Nizza geschöpft war, also einen Salzgehalt von etwas über 37 Promille besessen haben wird, der Brechungsindex für die wichtigeren Fraunhoferschen Linien bestimmt und mit denen des destillierten Wassers bei 10° und 20° (nach v. d. Willigen) verglichen worden (s. folgende Tabelle). Da die Differenzen bis in die dritte Dezimale reichen, die Instrumente aber noch die Bestimmung der fünften Dezimale erlauben, ist schon vor längerer

[1]) Einen sehr primitiven Versuch, aber ohne die Berechnung der Verdunstung (fast 8 mm pro Tag) hat G. Schott auf seiner Segelschiffsreise einmal ausgeführt. Petermanns Mitt. Ergh. 109, Gotha 1893, S. 28.

[2]) Comptes Rendus Acad. Paris 1889, t. 108, p. 1248.

Fraunh. Linie	Seewasser		Destilliertes Wasser	Differenz
	10°	20°	20°	bei 20°
C	1.33 906	1.33 816	1.33 120	0.00 696
D	4 092	4 011	3 305	706
F	4 518	4 437	3 718	719
h	5 064	4 973	4 234	739

Zeit der Vorschlag gemacht worden, aus dem Brechungsindex den Salzgehalt zu bestimmen[1]).

Praktisch für diesen Zweck verwendet sind jedoch nur drei Konstruktionen; eine Abänderung des Differentialrefraktometers nach Hallwachs durch Hercules Tornöe, und zwei Abänderungen des Abbeschen Refraktometers. Tornöes Instrument[2]) ist aber, wie es scheint, in weiteren Kreisen unbekannt geblieben, es verlangt homogenes und zwar Natriumlicht und ergibt aus einer Winkelmessung, wenn diese auf 1′ genau ist, den Salzgehalt innerhalb 0.08 Promille genau. Der Brechungsindex n zwischen Seewasser vom Salzgehalt $= s$ Promille und destilliertem Wasser, beides bei 17.5°, wird aus der Formel gefunden:

$$\text{Log}\; n/s = 6.14340 - 0.00006\, s,$$

und Tornöe hat Tabellen berechnet, nach denen aus dem Ablenkungswinkel der Salzgehalt für ein Intervall zwischen 10 und 38 Promille und für Temperaturen zwischen 6° und 22° ohne Rechnung entnommen werden kann. — Die Abbeschen Instrumente gestatten die Verwendung von Tageslicht und beruhen auf dem Prinzip der Totalreflexion. Läßt man den vorher erwähnten Einfallwinkel α bis 90° anwachsen, so wird der Ablenkungswinkel im Wasser ein Maximum; dieser Grenzwinkel ergibt sich aus $\sin\alpha : \sin\beta = n$, indem $\sin\alpha = 1$ wird. Für reines Wasser ist dieser Winkel 48° 37′, für Mittelmeerwasser nur 48° 8′, wenn wir beidemal homogenes gelbes Licht (für Linie D) annehmen und eine Temperatur von 20°. Bei dem ersten von Abbe selbst 1889 auf meinen Wunsch ausgeführten und von mir auf der Planktonexpedition benutzten Instrument[3]) wird die Totalreflexion in einer ganz dünnen Flüssigkeitsschicht zwischen zwei Prismen erzielt, und zwar ist durch Teilung der Prismen im Hauptschnitt eine gleichzeitige Beobachtung von destilliertem und Seewasser ermöglicht, wozu von jedem nur ein Tropfen benötigt wird. Man liest die Verlöschungsgrenze an einer mikrometrischen Skala in einem Fernrohr von 20facher Vergrößerung ab und erhält folgende zusammengehörige Werte bei der Temperatur von 18°. Die Brechungsexponenten beziehen sich auf das gelbe Licht der D-Linie und sind in Einheiten der fünften Dezimale zu 1.33000 zu addieren.

Salzgehalt (Prom.):	0	5	10	15	20	25	30	35	40
Skalenteil:	14.0	23.2	32.4	41.6	50.8	60.0	69.3	78.5	87.7
Brechungsindex:	308	405	502	598	694	790	885	981	1077

---

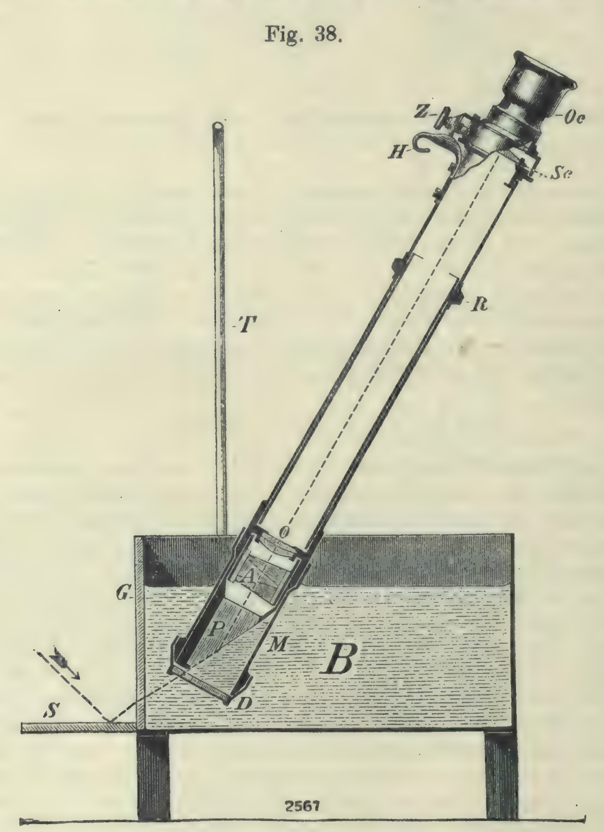
[1]) Hilgard in U. S. Coast Survey Report for 1877, Appendix X.

[2]) Report on Norwegian Fishery and Marine Investigations vol. I, Kristiania 1900, Nr. 6.

[3]) Ausführliche Beschreibung in Ann. d. Hydr. 1894, S. 241, die Brechungsindices selbst sind nachträglich von Dr. Wollny bestimmt worden.

Die Verlöschungsgrenze verschiebt sich bei Änderung der Temperatur stark, deshalb empfiehlt es sich, die Ablesungen des destillierten Wassers auf einen bestimmten Stand (z. B. 14.0) zu reduzieren und die Tabellen für Differenzen der Ablesungen zwischen Seewasser und destilliertem Wasser aufzustellen. Die Beobachtung mit dem Instrument ist bequem; um Störungen durch Verdunstung des zwischen den Prismen eingeklemmten Seewassertropfens auszuschließen, ist rasches Arbeiten, also einige Übung erforderlich; schwieriger

Fig. 38.



Eintauchrefraktometer nach Pulfrich.

Erklärung. Das fernrohrartige Instrument hat bei *Oc* das Okular, bei *O* das Objektiv und bei *P* das Refraktometerprisma. Über dieses ist der mit einer Glasplatte *D* versehene Becher *M* geschoben, in den die zu untersuchende Flüssigkeit eingefüllt ist. Zur Regulierung der Temperatur ist das Instrument in das Bad *B* eingeführt. Der Lichtstrahl trifft von außen kommend auf den Planspiegel *S*, geht durch die Glaswand *G*, das Bad und die zu untersuchende Flüssigkeit, wird vom Prisma *P* gebrochen, passiert das Amicische Prisma *A* und durch das Objektiv die Skala *Sc*, wo die Verlöschungsgrenze als farbiger Saum erscheint. Diesen macht man durch Drehung des Amicischen Prismas mit Hilfe des geriefelten Ringes *R* farblos. Mit der Mikrometerschraube *Z* wird die Feinstellung auf 0.1 Skalenteil ausgeführt. Mit dem Haken *H* kann man das Instrument auf den Träger *T* hängen. (Abbildung nach einem freundlichst zur Verfügung gestellten Originalholzschnitt der Firma Karl Zeiß in Jena.)

ist die Säuberung der Prismenflächen. Die Genauigkeit der Ablesung hängt von der Schärfe der Verlöschungsgrenze ab, die sich bei stärkeren Vergrößerungen des Fernrohrs mit vergrößert, und im ganzen übersteigt sie 0.1 Promille nicht, wird also von guten Aräometern etwas und vom titrimetrischen

Verfahren beträchtlich übertroffen. — Bei der zweiten neueren Form des Refraktometers, die C. Pulfrich ausgeführt hat, fällt die technisch schwierige Einstellung des Fernrohrs auf die geteilten Prismen weg, es ist nur ein Prisma vorhanden, das in die zu untersuchende Flüssigkeit getaucht wird. Die Temperatur ist hierbei leicht zu regulieren und zu beobachten; Verdunstungsstörungen sind nicht zu befürchten. Dieses Eintauchrefraktometer (Fig. 38) ist zuerst von G. Schott auf der Valdiviaexpedition benutzt worden[1]; er fand ebenso, wie später E. v. Drygalski auf der Südpolarexpedition, die Genauigkeit der mit Aräometern erreichbaren gleich, diesen selbst ist es durch Unabhängigkeit vom Seegang überlegen.

Für den Gang, den ein ins Meer eindringender Lichtstrahl in den größeren Tiefen nimmt, ist wesentlich, daß er sowohl wegen der in der Regel abnehmenden Temperatur, wie wegen der Zunahme der optischen Dichte durch den Druck fortschreitend stärker auf das Einfallslot hin gebrochen werden wird. Nach den Untersuchungen an destilliertem Wasser für gelbes Licht (der *D*-Linie) vermindert sich der Brechungsindex für jeden Grad bei + 1° um 0.1, bei 10° um 4.1, bei 20° um 7.9 Einheiten der fünften Dezimale, und wächst er für jede zukommende Atmosphäre Druck bei 0° um 1.7 und bei 20° um 1.5 Einheiten[2]. Für Seewasser werden diese Beziehungen im ganzen ebenfalls gelten. —

Daß die Durchsichtigkeit der Meere[3] örtlich verschieden ist, wissen die Seeleute seit alters. An tropischen Küsten können sie in Tiefen von 20 und mehr Metern das farbenreiche Tierleben am Meeresgrunde beobachten oder auf weißem Sandgrunde ihren Anker liegen sehen, was in den heimischen Meeren nicht möglich ist. Horsburgh hat einmal bei der Philippineninsel Mindoro die Korallen in 45 m Tiefe gesehen, und William Scoresby, der selbst die große Klarheit der Gewässer bei Spitzbergen rühmt, überliefert uns eine sehr alte Beobachtung eines Kapitäns Hood, der 1676 an der Küste von Nowaja Semlja auf weißem Sandgrunde Muscheln in angeblich 80 Faden erkannt habe, wofür wir wohl richtiger 80 Fuß oder 25 m zu setzen haben. Auch Graf Marsigli hat sich früh mit der Durchsichtigkeit des Meerwassers beschäftigt und bemerkt, daß man vor der südfranzösischen Küste an einer Angelschnur einen gewissen roten Fisch noch in 18 m Tiefe unterscheiden könne. Wichtiger als diese mehr gelegentlichen Wahrnehmungen sind Versuche, die äußerste Tiefe festzustellen, wo im Wasser versenkte Gegenstände von geeigneter Flächenausdehnung eben noch erkennbar sind. Die ersten Beobachtungen dieser maximalen Sichttiefen hat 1817 O. v. Kotzebue auf seiner ersten Weltreise an Bord des russischen Kreuzers Rurik im nordpazifischen Tropenmeer ausgeführt, indem er ein Stück roten Tuches mehrfach versenkte und es in 20 bis 29 m Tiefe verschwinden sah; als er einmal einen weißen Teller hinabließ, erreichte dieser die doppelte Sichttiefe von 50 m. Ein weißes Brett von 60 cm Breite versenkte Kapitän Duperrée bei seiner Weltumseglung mit der Coquille 1823/24, aber meist auf Ankerplätzen, wo im stets etwas

[1] Tabelle im Valdiviawerk S. 62 f.

[2] Flatow und Zehnder in Landolt-Börnsteins Tabellen S. 660. Die genaue Formel für die Temperaturwirkung ist: $n_t = 1{,}33381 - 10^{-5}(0{,}124\,t + 0.1993\,t^2 - 0.000\,005\,t^4)$.

[3] Vergl. meine ausführliche Darstellung in Ann. d. Hydr. 1889, S. 62.

trüben Küstenwasser die Sichttiefen nur einmal 23 m erreichten, während Kapitän Bérard 1845 bei den Elliceinseln einen weißen Teller erst in 40 m Tiefe entschwinden sah. Reichlichere Beobachtungen hat Charles Wilkes bei seiner Weltumseglung 1838—42 beigebracht, indem er einen weißgemalten Kessel benutzte und nicht nur die Tiefen feststellte, bei denen dieser während des Versenkens dem Auge entschwand, sondern auch die Tiefen, bei denen er im Aufholen wieder sichtbar wurde; außerdem aber vermerkte er auch die Sonnenhöhen während des Versuchs. Er fand im tropischen Pazifischen Ozean größte Sichttiefen von 31 bis 59 m. Nachdem schon 1832 der Graf Xavier de Maistre im Golf von Neapel weiße Scheiben zur Bestimmung von Sichttiefen versenkt hatte, verstanden es Pater Secchi und Kapitän Cialdi im Mittelmeer 1865 dieses Verfahren sorgfältiger als alle ihre Vorgänger zu handhaben. Sie benutzten anfänglich kleine Scheiben von weißer Majolika und daneben auch solche von Segeltuch, die gelb, grün oder weiß bemalt waren. Da sich der Durchmesser von 43 cm zu klein erwies für die großen vorhandenen Sichttiefen, und ihr Bild in der Tiefe bei unebener See zu verzerrt erschien, gingen sie zu großen Scheiben aus weiß gemaltem Segeltuch von 2,37 m Durchmesser über. Diese sahen sie nahe an der Küste des damaligen Kirchenstaats in 24 bis 25 m, über größeren Meerestiefen bis zu 42.5 m; ihre Sichttiefen sind, wie bei Wilkes, das Mittel aus den beim Versenken und Wiederaufholen erhaltenen. Auch die Sonnenhöhen wurden gemessen. Sie fanden, daß die Beobachtungen um so besser gerieten, je näher das Auge der Meeresoberfläche stand. — Von der Challengerexpedition sind Beobachtungen nicht bekannt geworden, dagegen wurde an Bord der Gazelle eine große Anzahl von Sichttiefen bestimmt, auf die noch näher eingegangen werden wird; zu den Beobachtungen diente ein weiß gemalter an den Enden konisch zugespitzter Blechzylinder von 30 cm Länge, der in wagrechter Stellung versenkt wurde. — Polierte Metallscheiben von Kupfer, Messing und Weißblech neben weiß oder grün gemalten Segeltuchscheiben von je 36 cm Durchmesser benutzten Luksch und Wolf[1]) auf ihren ersten Fahrten in den adriatischen Gewässern (1880), wobei sie auf der Höhe von Zante einmal die weiße Scheibe in 54 m, das blanke Weißblech in 50.5, die messingene Scheibe in 48 m, die kupferne in 39 m und die grüngemalte in 31 m entschwinden sahen. Aus ihren Versuchen war abzuleiten, daß die Sichttiefen der gelben Scheibe nur 88, der roten 77 und der grünen nur 67 Prozent derjenigen der weißen erreichten. Später hat dann S. Angelini[2]) hievon abweichende Verhältnisse gefunden; in der Lagune von Venedig war die Sichttiefe der weißen Scheibe 1.98 m, die grüne erreichte 93, die rote 91 und eine blaue 76 Prozent davon, und im Golf von Gaëta war die weiße Scheibe nur bis 8.5 m sichtbar, die grüne erreichte 92, die rote 82, die blaue 71 Prozent dieser Tiefe. — Mit weißgemalten großen Scheiben von 2 m Durchmesser hat in den nordeuropäischen Gewässern Kapitän z. S. Aschenborn[3]) im Sommer 1887 und 1889 eine größere Zahl von Beobachtungen ausgeführt, wobei sich ergab, daß in den Häfen die Sichttiefen von 3.5 bis 4 m, in der westlichen Ostsee bis 16 m, in der Irischen See

[1]) Mitt. a. d. Geb. des Seewesens 1881, Heft 9.
[2]) Petermanns Mitt. 1896, Lit.ber. 595.
[3]) Ann. d. Hydr 1888, S. 67; 1890, S. 136.

bis zu 22 betrugen. Mit einer ebensolchen Scheibe habe ich selbst auf der Planktonexpedition 1889 in der Sargassosee eine größte Sichttiefe von 66.5 m beobachtet. Außerdem verfolgte ich die Sichttiefen der weißen Frieskegel der Planktonnetze beim Versenken und Aufholen unter günstigen Umständen, d. h. wenn die Netze nicht zu weit seitlich wegtrieben. Ich habe auch veranlaßt, daß auf den deutschen Terminfahrten der internationalen Meeresforschung in der Ostsee und Nordsee die Sichttiefen von weißgemalten Eisenscheiben mit dem hier noch genügenden Durchmesser von 45 cm regelmäßig gemessen werden. Besonders reichhaltig ist die Zahl von Beobachtungen, die auf den österreichischen Expeditionen an Bord der Pola von Jos. Luksch im östlichen Mittelmeer und im Roten Meer, sowie von G. Schott während der deutschen Tiefseeexpedition 1898/99 im Atlantischen und Indischen Ozean ausgeführt sind; von beiden wurden weißgemalte Scheiben von 50 cm Durchmesser benutzt, wie man überhaupt von den Riesenscheiben Secchis, die an Bord nur mit großer Schwierigkeit zu handhaben sind, jetzt abgekommen ist. Luksch stellte als bemerkenswert fest, daß im schwachen Tageslicht bei Sonnenauf- oder -untergang schon große Sichttiefen (über 33 m) auftraten und daß bei größer werdenden Sonnenhöhen unter sonst gleichen Bedingungen die Sichttiefen zunahmen, obwohl er eine einfache Proportionalität zwischen Sonnenhöhen und Sichttiefen nicht wahrnahm und ihm die Änderungen in der Wasserfarbe und Bewölkung von ungleich größerem Einfluß erschienen. Sehr wichtige Erfahrungen haben die gleichzeitig in Süßwasserseen mit versenkten Scheiben angestellten Versuche ergeben[1]). Nehmen wir sie zu den auf dem Meere gewonnenen hinzu, so läßt sich über diese Methode und ihre Ergebnisse folgendes sagen.

Die in das Wasser versenkte Scheibe wirft das Sonnenlicht dem Auge des Beobachters zu, und der Lichtstrahl hat dabei zweimal den Weg durchs Wasser durchmessen; seine Weglänge ist, wenn α die Sonnenhöhe über dem wahren Horizont bedeutet, gleich der Sichttiefe multipliziert mit $(1 + \operatorname{cosec} \alpha)$, so daß sie bei geringen Sonnenhöhen immer länger wird. Die anfänglich vertretene Meinung, daß diese Weglänge gleich derjenigen Tiefe sei, bis zu welcher der Sonnenstrahl in das Wasser überhaupt einzudringen imstande sei, ist jedoch nicht zutreffend. Abgesehen davon, daß damit die großen Sichttiefen bei Sonnenauf- oder -untergang im Widerspruch stehen, wurden damit dem menschlichen Auge Eigenschaften eines Photometers beigelegt, die es nicht erfüllen kann. Nach der anschaulichen Beschreibung von Secchi, die ich in allen Einzelheiten bestätigt gefunden habe, wird das Aussehen der großen weißen Scheibe beim Versenken sowohl in der Gestalt wie in der Farbe verändert. Die Scheibe erscheint anfangs grünlich, wird dann mehr blaugrün, die Umrisse verzerren und verbiegen sich, schließlich gleicht ihr Bild einem zart blauen unregelmäßigen Wölkchen, dessen Farbe zuletzt der des umgebenden Wassers gleichkommt, worauf sie dem Auge entschwindet. Seit den Untersuchungen von E. H. Weber (1831) weiß man, daß wie unsere anderen Sinnesorgane, auch das Auge die Unterschiede zweier Reize nur dann

[1]) Otto Frhr. v. Aufseß, Die Farbe der Seen (Münchner Inaug.-Diss. 1903) und die physikal. Eigenschaften der Seen (Die Wissenschaft, Heft 4), Braunschweig 1905, bringt alles Wesentliche.

empfindet, wenn das Verhältnis dieser Reizintensitäten ein nahezu konstantes Maß überschreitet. Ist H_s die Helligkeit der Scheibe und H_w die des umgebenden Wassers, so wird also $(H_s - H_w) : H_w = 1 : C$, wo C eine Konstante bedeutet. Helmholtz vermochte noch Unterschiede der Helligkeit von 1 : 133 sicher, 1 : 150 verwaschen zu erkennen und zwar bei hellem Tageslicht. Seine Beobachtungen ergaben, daß unser Auge für Helligkeitsunterschiede am empfindlichsten ist bei gewissen mittleren Graden der Lichtstärke, zwischen der Helligkeit, bei der man noch ohne Schwierigkeit lesen kann und der einer weißen Scheibe, die voll vom Sonnenlicht getroffen wird. Hieraus erklärt sich, weshalb die Sonnenhöhen für die Sichttiefen der weißen Scheiben so wenig bedeuten: das Auge sieht die Scheibe nicht, sobald der Helligkeitsunterschied zwischen ihr und dem umgebenden Wasser geringer ist, als 1/150 der ganzen Intensität, mag diese selbst verschieden groß sein, wenn sie nur innerhalb der angegebenen Grenzen bleibt. Daß bei den großen Secchischen Scheiben die Sichttiefen größer werden, als bei kleinen Scheiben, hängt mit einer von Aubert[1]) angegebenen Einschränkung jenes psychophysischen Gesetzes zusammen, wonach neben dem Helligkeitsunterschied auch die Größe des Netzhautbildes, die von der Größe des Objekts und des Gesichtswinkels abhängt, von Bedeutung werden kann. Wenn deshalb auch die Sichttiefe nicht dazu dienen darf, etwa den Weg des Sonnenstrahls in die Tiefe bis zu seinem völligen Erlöschen zu berechnen und daraus einen Extinktionskoeffizienten für das Seewasser abzuleiten, so bleibt sie doch trotz aller Unvollkommenheit ein verhältnismäßig bequemes Hilfsmittel, um die verschiedene Durchsichtigkeit der Meeresgebiete in ihren relativen Unterschieden auszudrücken.

Hienach ergäbe sich für die irdischen Meere folgendes, noch lückenhafte und starker Verschärfung fähige Bild.

In den heimischen Gewässern ist nach den deutschen Terminfahrten die Kieler und Mecklenburger Bucht im allgemeinen von derselben geringen Durchsichtigkeit wie der südliche Teil der eigentlichen Ostsee zwischen Bornholm und der preußischen Küste: nach ruhigem Wetter sind in allen Jahreszeiten Sichttiefen von 11—13 m, nach stürmischem aber nur von 7—10 m anzutreffen. Dr. Joh. Petersen[2]) sah bei seinen langjährigen biologischen Untersuchungen der dänischen Gewässer „eine weiße Kugel" in den kleinen Förden nach unruhigem Wetter oft schon in 0.6 bis 1.0 m Tiefe nicht mehr, dagegen in den freieren und tieferen Gewässern des Kattegat und der Belte meistens bis 9, höchstens 11.3 m.

In der Nordsee verhält sich die Helgoländer Bucht ähnlich wie die Ostsee, die Sichttiefen schwanken je nach dem Seegang zwischen 5 und 12 m. Über der Jütlandbank wird das Wasser etwas klarer (12—19 m), die Kleine und die Große Fischerbank und das tiefere Gebiet nördlich von der Doggerbank haben selten weniger als 12 m, oft über 20 bis 23 m, je nach der Witterung. In der norwegischen Rinne und im Skagerrak sind große örtliche und zeitliche Schwankungen vorhanden und die Sichttiefen wechseln unregelmäßig auf denselben Stationen zwischen 7 und 16 m.

[1]) Aubert, Physiologie der Netzhaut, Breslau 1864, S. 88.
[2]) Det videnskab. Udbytte af Kanonb. Hauchs Togter, Bd. 5, Kopenhagen 1893, p. 437.

Sehr bemerkenswert sind die großen Sichttiefen, die von N. M. Knipowitsch[1]) für die arktisch kalten Gewässer der Murmansee angegeben werden: er fand in 70° 30′ N. B., 32° 9′ O. L. am 6. April 1899 45.5 m, und 28. Mai in 70° 15′ N. B., 32° 15′ O. L. 41 m in tiefem Wasser. In Landnähe nahmen die Sichttiefen auf die Hälfte ab und bei Annäherung an die Flußmündungen noch mehr, so daß sie im südlichen Teil des Weißen Meers und vor der Petschora weniger als 5, ja nur 1 m betrugen. Nach Knipowitsch soll in der kälteren Jahreszeit eine Zunahme der Durchsichtigkeit erkennbar werden; doch scheinen mir dafür die Beobachtungen noch nicht zahlreich genug.

Im Mittelländischen Meer sind die Sichttiefen erheblich größer: nach J. Luksch[2]) sind in den landferneren Gebieten und entlang den afrikanischen Küsten im östlichen Teil 40 bis 45 m die Regel, im Ionischen Meer steigen sie auf 51 m, zwischen Zypern und dem Nildelta auf 52 m, nach der syrischen Küste hin sogar auf 60 m. In den kleinasiatischen Gewässern halten sie sich zwischen 30 und 40 m, steigen dagegen im Ägäischen Meer wieder bis auf 50 (bei Kreta und dem Athos), während sie in Landnähe allgemein unter 40 bis 33 m hinabgehen. Für das Tyrrhenische Meer gilt analog die von Secchi und Cialdi vermerkte größte Sichttiefe von 42.5 m. Im Adriatischen Meer fanden Luksch und Wolf Sichttiefen von 30 bis 40 m, in Küstennähe weniger. Das Marmormeer ist nach Natterer[3]) sehr viel weniger durchsichtig, als das benachbarte Ägäische: er fand nur Sichttiefen von 20 bis 25 m, nach den Dardanellen und dem Bosporus hin nur 19 m. — Nach Luksch war im Mittelmeer von Juli bis September eine gewisse Zunahme der Sichttiefen unverkennbar; zwar örtlich verschieden, überstieg sie meistens nicht 2 bis 4 m.

Im Atlantischen Ozean waren die 60 cm Durchmesser besitzenden weißen Frieskegel der Planktonnetze in den höheren Breiten der Irmingersee nur in 15 bis 20 m Tiefe sichtbar, in den tropischen, wo leider nicht regelmäßig beobachtet werden konnte, öfter zwischen 40 und 50; eine 2 m große Segeltuchscheibe wurde in der Sargassosee zweimal versenkt, und Sichttiefen zu 56.5 und 66.5 m erhalten. Mit 50 cm großen weißen Scheiben beobachtete G. Schott auf der Valdivia einmal bei Madeira 42 m, bei den Kapverden 30, im östlichen Teil des Guineastroms aber nur 12 bis 18 m, im Benguelastrom 14 bis 19 m[4]); dagegen erhoben sich die Sichttiefen in den höheren Südbreiten nördlich von Bouvet I. auf 25 und 30 m, und hielten sich im Treibeisgebiet des Indischen Ozeans (unter 55° S. B.) noch zwischen 20 und 25 m, waren aber südlich von 60° S. B. nur halb so groß. Unweit von Kerguelen und St. Paul wurden gar nur 9 und 10 m, dagegen im tropischen Indischen Ozean wieder sehr beträchtliche Sichttiefen gefunden: auf dem Wege von Neu Amsterdam nach der Kokosinsel zwischen 33° und 13° S. B. durchweg über 20, zweimal

---

[1]) Sapiski der Kais. Geogr. Ges. Allgemeine Geographie, Bd. 42, St. Peterburg 1906, S. 1213 f.

[2]) Denkschr. Kais. Akad. Wien 1900, Bd. 69, S. 412.

[3]) Denkschr. Akad. Wien 1895, Bd. 62, Taf. 2.

[4]) Hiermit steht im Einklang eine vereinzelte Beobachtung des britischen Kriegschiffes Herald, wonach am 6. August 1845 in 2½° S., 30½° W. „ein Teller" bis 13 Faden (24 m) Tiefe sichtbar blieb (Nine ten-degree Squares etc. p. 417).

40, je einmal 42 und 50 m. Näher nach den Sundainseln nahmen die Werte wieder ab unter 30, bis 18 m. Zwischen Ceylon und den Nikobaren fand Schott 26, südlich von Ceylon 29 m, von den Chagosinseln nach Sansibar hin 30 bis 50 m, an der Somaliküste nur 15—27 m, südlich von Sokotra aber 46 m. Im Roten Meer beobachtete Luksch im zentralen und tieferen Teil unweit von Jembo einmal 51 m, sonst nirgends über 43 m, im Süden unter 20, bei Bab-el-Mandeb nur 12 bis 15 m. Das Rote Meer steht also dem benachbarten Mittelländischen beträchtlich nach und gleicht etwa der Adria. Nach Luksch betrugen die Sichttiefen von mehr als 30 m im Roten Meer nur 28 Prozent aller Fälle, dagegen im Ägäischen 94, im östlichen Mittelmeer 97 Prozent. Auch im Roten Meer fand er gewisse Anzeichen für eine jährliche Periode der Sichttiefen, die vom Oktober bis Februar um etwa 2 m wuchsen.

Für den Nordpazifischen Ozean müssen wir aus Mangel an neueren auf Wilkes' Messungen zurückgreifen, die als maximale Sichttiefe in 15° N. B., 178° O. L. 59 m ergaben. Auch für den Südpazifischen hat Wilkes eine Bestimmung bei den Tongainseln mit 31 m. Im übrigen liegen nur die, wie bereits bemerkt, nicht ganz einwandfreien, obschon zahlreichen Beobachtungen der Gazelleexpedition vor, denn für den dabei benutzten Blechzylinder wird der Gesichtswinkel für die größeren Abstände schon zu klein, so daß die damit gewonnenen Sichttiefen um so mehr zu niedrig ausfallen, je größer die Durchsichtigkeit ist. Für die kleineren Tiefen werden die Werte besser und den mit Scheiben von 45 und 50 cm Durchmesser erhaltenen vergleichbar. Mit diesem Vorbehalt und um einen Vergleichsmaßstab zu bieten, sei aus den Messungen der Gazelleexpedition hier zunächst nachgetragen, daß die Sichttiefen im Südatlantischen Ozean auf der afrikanischen Seite 18 bis 22 m, auf der brasilianischen aber 27 bis 38 m, einmal (in 29° 22′ S. B., 26° 1′ W. L.) 47.5 m betrugen, was zu Schotts Messungen stimmt, in den hohen Südbreiten des Indischen Ozeans aber 18 bis 26 m, bei Mauritius 37 bis 40 m, nordwestlich von Australien 29 bis 33, sodann weiter in der Bandasee 31, im Bismarckarchipel 43 und 44 m, nördlich von Neuseeland 18 bis 27, südlich von den Samoainseln 45, in den höheren pazifischen Südbreiten aber 16 bis 26 m.

Auf die verwickelten Ursachen dieser starken örtlichen Verschiedenheiten soll später eingegangen werden.

Die große Unvollkommenheit der Scheibenmethode hat den Anlaß gegeben, andere Verfahren zu ersinnen, leider aber genügt der Umfang der damit ausgeführten Versuche durchaus nicht, kaum daß man über die Brauchbarkeit der Methoden selbst zu einem Urteil gelangen kann.

Am nächsten liegt es, eine Lichtquelle in dunkler Nacht zu versenken und ihre Intensitätsabnahme photometrisch zu verfolgen, zum wenigsten aber die Tiefe zu beobachten, wo sie für das Auge unsichtbar wird. Aus den Meeren liegen aber nur folgende wenigen Versuche vor, die bei der Erforschung des Schwarzen Meeres durch Spindler und Wrangell[1]) 1890/91 ausgeführt sind. Es wurde eine kleine elektrische Lampe von 8 Kerzen

---

[1]) Sapiski po Hidrografii, 1899, Bd. 20, Beilage S. X. Die Kerzenstärke nach einer gütigen brieflichen Mitteilung Spindlers.

bei ganz ruhigem Wetter und völlig dunkler Nacht fünfmal versenkt und sowohl die Tiefe vermerkt, in der die Lampe als Lichtpunkt verschwand, wie diejenige, wo auch der letzte diffuse Schein unsichtbar wurde. Die 4 ersten Stationen liegen sämtlich über Meerestiefen von mehr als 2000 m. Es entschwand:

Nördliche Breite . . . Östliche Länge Grw. . .	41° 53′ 38° 52′	42° 16′ 36° 30′	44° 9′ 34° 13′	44° 6′ 37° 43′	Reede von Batum
Der Lichtpunkt	3.7	37	29	40	1.8
Der Lichtschein	43	77	49	65	13.0

Leider ist die eigentliche photometrische Untersuchung der mit der Tiefe abnehmenden Intensität des elektrischen Lichts damals unterlassen worden und damit die beste Gelegenheit versäumt, den Absorptionskoeffizienten für das benutzte Licht im Wasser des Schwarzen Meeres zu messen; so ist nur die Tiefe für die (nicht genau zu definierende) geringste, dem Auge nicht mehr empfindliche, Intensität erhalten worden. Trotzdem ist dieser erste Versuch um so dankenswerter, als er bisher der einzige geblieben ist.

Um wenigstens für die Größenordnung der hierbei in Betracht kommenden Intensitätsabstufung einen ungefähren Anhalt zu gewinnen, sei folgendes eingeschaltet. Der lichtschwächste noch eben wahrnehmbare Stern sendet an Energie sichtbarer Strahlung unserem Auge etwa 4×10^{-8} Erg zu[1]). Nun hat nach Angström die Lichtstrahlung einer Meterkerze 20.6×10^{-8} Grammkalorien, jede Grammkalorie ist $= 4.185 \times 10^{7}$ Erg, also 8 Meterkerzen strahlen 69.0 Erg aus. Hierzu verhält sich der „lichtschwächste" Stern wie $1 : 17.24 \times 10^{8}$, die einfache Reizschwelle wird einen noch größeren Nenner verlangen. Nach Bouguers oft zitierter Messung (1762) sollte dieser Nenner sogar $247^{3} = 9194 \times 10^{6}$ sein, was viel zu groß ist.

Ein drittes Verfahren ist das photographische: man versenkt stufenweise lichtempfindliche Platten bis in Tiefen, wo sie sich auch nach längerer Belichtung nicht mehr schwärzen. Auch hierin haben die entsprechenden Arbeiten in den Süßwasserseen die Technik wesentlich gefördert; ein von W. Ule angegebener und vom Freih. v. Aufseß verbesserter Apparat[2]) dürfte allen Anforderungen genügen. Die ersten noch unvollkommenen Versuche haben die schweizerischen Zoologen H. Fol und E. Sarasin unweit von Nizza im März 1885 ausgeführt und mit einer Reine an der Lotleine übereinander befestigter Apparate noch in Tiefen bis zu 380 m die Platten angeschwärzt gefunden, in 405 und 420 m aber nicht mehr. Mit einer etwas anderen Anordnung erhielten sie im April 1886 eine ähnliche Lichtgrenze in etwa 400 m. Beide Male trat die Entblößung der Platten erst dann ein, wenn das zur Beschwerung dienende Lot den Boden berührte, so daß die Messungen auf Landnähe beschränkt und, wie man einwandte,

[1]) Nagel, Handbuch der Physiologie, Bd. 3, Braunschweig 1905, S. 246.

[2]) W. Ule, Der Würmsee, Leipzig 1901, S. 176. O. v. Aufseß a. a. O. S. 48 und Petermanns Mitt. 1906, S. 184.

durch das beim Loten aufgewirbelte Bodensediment beeinträchtigt waren. Ein vom Ingenieur Petersen der Zoologischen Station in Neapel ausgeführter Apparat, der eine Propellerauslösung benutzt, um die Platte freizulegen und nach der Belichtungszeit wieder abzuschließen, ermöglichte ihm auf der Höhe von Capri noch in 500 bis 550 m deutliche Schwärzungen zu erhalten, so daß er die Lichtgrenze in noch größere Tiefen verlegte. Als Fol und Sarasin darauf im Juli 1890 18 Seemeilen von der Riviera entfernt einen neuen, einwandfreien Apparat versenkten, erhielten sie die Lichtgrenze zwischen 465 und 480 m. Zahlreicher waren im Vergleich hierzu die Beobachtungen von J. Luksch im östlichen Mittelmeer und im Roten Meer, wobei er nicht nur den Apparat von Petersen, sondern auch einen solchen eigener Erfindung benutzte; beiden ist eine vertikale Stellung der lichtempfindlichen Platte (bei Ule dagegen eine horizontale) eigen, und Luksch bringt sogar zwei Platten, Rücken an Rücken, gleichzeitig zur Belichtung, wobei nur das seitlich einfallende Licht wirksam wird. Durch Versuche von 100 zu 100 m Abstand fand Luksch als Lichtgrenze für das östliche Mittelmeer rund 600 m, indem bei dieser Tiefe unter 5 Fällen nur einmal ein schwacher Lichteindruck erzielt wurde, wobei die Schleusnerschen Gelatine-Emulsionsplatten 15 Minuten entblößt waren. Für das Rote Meer erhielt er als entsprechende Grenze 500 m.

Auch hier erhält man wieder nur eine einzige Intensitätsstufe, nämlich das für die betreffende Plattenart geltende Minimum von wirksamem Licht. Die verschiedenen Schwärzungsgrade bei höher liegenden Niveaus eignen sich nicht dazu, um die Abnahme der Lichtstärke mit der Tiefe in exakten Maßen zu verfolgen.

Um in dieser Hinsicht einen Fortschritt zu erzielen, hat Paul Regnard[1]) drei verschiedene Wege versucht und eine originale Erfindungsgabe dabei betätigt; leider aber sind seine Experimente sehr vereinzelt geblieben.

Das erste Verfahren mißt die Änderungen der Lichtintensität an der damit proportionalen elektrischen Leitfähigkeit einer Selenzelle. Das kristallinische Selen hat die Eigenschaft, den galvanischen Strom im Dunkeln sehr gering, in vollem Sonnenschein aber in etwa 10facher Stärke zu leiten und zwar reagiert es vorzugsweise auf die Strahlen des weniger brechbaren (roten) Endes des Spektrums. Das Selenphotometer Regnards besteht aus einer wasserdichten Kapsel, die unter einer Glasplatte eine Selenzelle enthält. Der galvanische Strom wurde bei seinem Experiment durch ein Kabel auf das Fahrzeug und von da wieder zurück nach einem Kellerraum an der Ostspitze der Halbinsel von Monaco geleitet, wobei das Boot über 50 m Wassertiefe lag. An einem durchaus ruhigen und wolkenlosen Tage wurde das Photometer stufenweise versenkt und ergab, wenn wir die bei vollem Sonnenlicht erhaltene Galvanometerablesung als Einheit = 100 setzen, folgende Abstufungen mit der Tiefe:

Tiefen:	0	1	2	3	4	5	7	9	11 Meter
Intensität:	100	52	40	37	34	32	31	30	29

Schon in der geringen Tiefe von einem Meter ist also die Intensität fast auf die Hälfte, in $4\frac{1}{2}$ m auf $\frac{1}{3}$ gesunken, was also eine außerordentlich rasche Abnahme des (roten) Lichts schon in den obersten Schichten bedeutet, während sie um so langsamer von 7 m abwärts erfolgt, und aus einer graphischen Dar-

[1]) La Vie dans les Eaux, Paris 1891, p. 205 ff.

stellung kann man schließen, daß eine Intensität = $^1/_4$ erst um 100 m herum erreicht worden wäre.

Eine zweite Versuchsreihe gründet sich auf die Wirkung, die das Licht auf ein Gemisch gleicher Mengen von Wasserstoff- und Chlorgas ausübt: im Dunkeln bleiben beide Gase fast indifferent bestehen, bei mäßigem Tageslicht vereinigen sie sich langsam zu Chlorwasserstoff, im vollen Sonnenlicht sofort unter Explosion. Regnard füllte 5 Glasröhren mit genau bestimmten Mengen der beiden Gase und brachte diese nachts und überdies mit einem schwarzen Spiritusfirnis gegen Licht geschützt an einer Lotleine in je 2 m Abstand befestigt in wagrechter Stellung an; die Leine war unweit von Monaco in 20 m Tiefe durch ein schweres Gewicht am Boden festgelegt und an der Oberfläche von einer Boje getragen. Da der schwarze Lack ziemlich rasch vom Seewasser aufgelöst wurde, konnte sich die Lichtwirkung entsprechend der örtlichen Intensität an dem zum Versuche gewählten durchaus sonnenlosen Tage innerhalb der Röhren vollziehen. Die der Intensität des diffusen Tageslichts proportionalen Mengen von Chlorwasserstoff waren in den fünf Tiefen:

Tiefen (m):	2	4	6	8	10
Mengen HCl:	79	25	13	10	9

Die graphische Darstellung zeigt hier einen ganz gleichen Gang für das Vordringen des chemisch wirksamen (blauen) Teils des diffusen Tageslichts, wie die vorher für das Sonnenlicht mit dem Selenwiderstand erhaltene Intensitätskurve.

Ein dritter Versuch sollte Regnard dazu dienen, die Dauer des Tageslichts in bestimmten Tiefen näher zu bestimmen. Als Fol und Sarasin im April 1886 ihre photographischen Platten während verschiedener Tagesstunden versenkten, hatte sich ergeben, daß nur die Schichten bis 300 m den ganzen Tag hindurch Licht erhielten, in 350 m Tiefe aber nur 8 Stunden, was mit später zu erörternden Brechungserscheinungen im Seewasser zusammenhängt. Regnard wollte versuchen, genauer festzustellen, wann für Seepflanzen und -tiere der Tag in einer bestimmten Meerestiefe beginnt und endet. In einer durchaus licht- und wasserdichten Metalltrommel wird von einem eingeschlossenen Uhrwerk eine mit lichtempfindlichem Platinpapier belegte Walze in 24 Stunden einmal um ihre Achse bewegt. An der oberen Seite der Trommel findet sich unter einer Glasplatte ein feiner Schlitz von 0.1 mm Breite. Der Apparat wurde vom Fürsten von Monaco auf der Reede von Funchal vor Madeira Ende März 1889 nacheinander in Tiefen von 20, 30 und 40 m je einen Tag zugleich mit einem auf dem Deck dem Tageslichte frei ausgesetzten zweiten Apparat versucht und ergab, daß dort in 20 m Tiefe der Tag nur 11 Stunden dauerte, in 30 m erst um 8$^1/_2$ Uhr begann und um 1$^1/_2$ Uhr Nm. schon aufhörte, da sich der Himmel bewölkte; in 40 m Tiefe aber trotz des besonders sonnigen Wetters nur für eine Viertelstunde nach 2 Uhr Nm. schwach bemerkbar wurde. Das durch die Landnähe getrübte Wasser wird hier die Verhältnisse gegenüber denen im freien Ozean übrigens stark ins Ungünstige verschoben haben. Zur Anreizung der Nachfolge auf diesem Gebiete sei die damalige Registrierung in 30 m anbei veranschaulicht (Fig. 39).

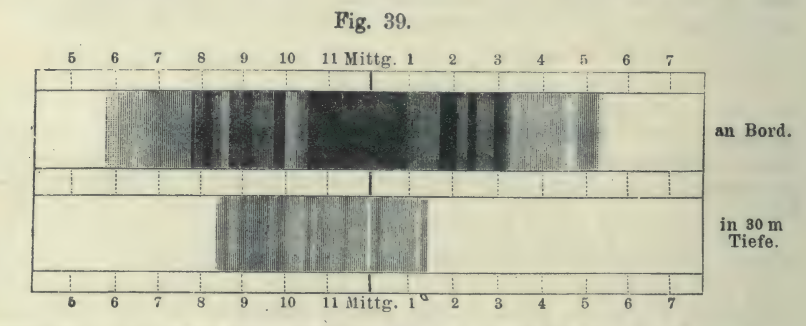
Aus allen diesen Versuchen ergibt sich, daß das Meerwasser bei aller Durchsichtigkeit doch ein ziemlich stark lichtschwächendes Medium ist und die Organismen auch in den oberen Schichten bereits unter ganz anderen Beleuchtungszuständen leben müssen, als wir sie im Luftmeer gewohnt sind. H. Fol hat sich in einem Taucheranzuge mehrfach am Meeresboden bei Nizza aufgehalten und über die dabei erhaltenen Eindrücke in anschaulicher Weise berichtet[1]).

---

[1]) Comptes Rendus Acad. Paris 1890, p. 1079.

Wer sich am Meeresboden befindet, empfängt das Licht immer nur von oben, wie in einem nur von Oberlicht erhellten Saale. Blickt er nach der Oberfläche hinauf, so sieht er dort eine große kreisförmige leuchtende Fläche, die einen Lichtkegel in sein Auge sendet, dessen Seiten sich unter einem Winkel von 96° nach oben zu verbreitern[1]). Es hängt das damit zusammen, daß die schräg einfallenden Sonnenstrahlen total reflektiert werden, sobald der Einfallwinkel kleiner ist als 48°. Jenseits dieses leuchtenden Kreises ist die Oberfläche dunkel und so gefärbt, wie man sie an Bord von oben her sieht. Die Grenze des beleuchteten Kreises gegen die dunkle Umgebung ist niemals regelmäßig und die geringste Wellenbewegung genügt, um sie ausgezackt und zerstückelt erscheinen zu lassen. Die Sonnenstrahlen selbst erscheinen bereits wenige Meter unter der Oberfläche verblaßt. Befindet man sich längere Zeit in einer Tiefe von mehr als 10 m, so sieht man, wenn die Sonne sich nachmittags senkt, plötzlich Dämmerung auf den hellen Tag folgen. Fol ist es begegnet, daß er

Fig. 39.



Aufzeichnungen von Paul Regnards Photometrographen auf der Reede von Madeira.

sich unter diesem Eindruck, als sei die Nacht herangekommen, nach oben begab und er sich dann zu seinem Erstaunen nicht nur im vollsten Sonnenschein befand, sondern auch überzeugte, daß der Abend noch fern war. Diese Verminderung des Lichts in dem Augenblicke, wo der Einfallwinkel zu klein wird, um die Sonnenstrahlen ins Wasser eindringen zu lassen, vollzieht sich in sehr schroffer Form. Die Durchsichtigkeit des Wassers in der Nähe der Küste sah Fol sehr stark von Tag zu Tage wechseln, ebenso wie die Farbe. Selbst bei verhältnismäßig hellem Wetter, aber bei bedecktem Himmel, konnte er in 30 m Tiefe so schlecht sehen, daß es schwierig war, kleine Tiere zu sammeln. Er konnte in horizontaler Richtung einen Felsen nicht mehr als 7 oder 8 m weit erkennen. Schien aber die Sonne hell und war das Wasser besonders klar, so vermochte er einen blanken Gegenstand auf 20 m, bisweilen auf 25 m Abstand zu sehen; aber für gewöhnlich mußte er mit der Hälfte zufrieden sein. Für die Seetiere folgt daraus, daß sie auch in den oberen vom Tageslicht erhellten Meeresschichten, wie in einem Nebel leben: sie sind leicht zu überraschen und fernsichtige Augen würden ihnen nichts helfen. Die beweglichsten unter ihnen pflegen dann auch, wenn man sie aufscheucht, eine Strecke von einigen Metern mit größter Geschwindigkeit davon zu schießen, dann aber haltzumachen, als ob sie merkten, daß sie sich bereits aus dem Sehbereich ihres Verfolgers entfernt hätten. Hierauf beruht auch die seit alters bewährte Ausführung der gebräuchlichen Fischereigeräte, mit denen man Fische, die auf weite Entfernung sehen könnten, nicht zu fangen vermöchte. Wie richtig

[1]) Der von Fol angegebene Winkel von 62° 50′ ist jedenfalls viel zu klein, er würde zu einem Brechungsexponenten = 1.919 gehören.

diese Bemerkung von Fol ist, konnten wir auf der Planktonexpedition wahrnehmen, wo es trotz wiederholter Versuche auch in mondlosen Nächten nicht gelang, mit den in der Nordsee gebräuchlichen Stellnetzen im doppelt so klaren Wasser des Golfstroms und der Sargassosee auch nur einen Fisch zu fangen, obwohl es an solchen (namentlich auch fliegenden Fischen) durchaus nicht mangelte. Fernerhin begreift man, wie blind die Unterseeboote wären, die ohne Periskop nur mit dem Licht in den Tiefen von 10 bis 20 m auskommen wollten.

Betrachten wir nunmehr, um den Ursachen für die örtlich verschiedene Durchsichtigkeit des Seewassers nachzugehen, das Verhalten eines Lichtstrahls nach dem Eintritt ins Wasser, so haben wir dabei zweierlei scharf auseinanderzuhalten. Zunächst wirkt das Wasser, auch das absolut reine und klare, als ein lichtabsorbierendes Mittel; zweitens aber sind tatsächlich im Wasser stets Fremdkörper, sowohl in Gestalt mineralischer Trübung, wie als Plankton, vorhanden, die ihren Schatten ins Wasser hineinsenden, dabei ihrerseits Licht absorbieren und solches zurückwerfen und nach beliebigen Richtungen zerstreuen. F. A. Forel[1]) stellt letztere Wirkungen als „Okkultation" der vorher erwähnten Absorption zur Seite, eine Bezeichnung, die nur die eine Seite der Sache, nämlich die Verdunklung durch Beschattung ausdrückt, nicht auch die Reflexionsvorgänge, die zur Ausbildung des zerstreuten oder diffusen Lichts führen, das sich nach allen Richtungen ausbreitet und große Räume zu erhellen vermag. Nur für ein ganz trübungsfreies Medium gilt das physikalische Gesetz, wonach die Lichtintensitäten bei einfach (arithmetisch) wachsenden Tiefen in geometrischer Progression, also sehr rasch abnehmen. Bezeichnet I_o die Anfangsintensität, I_h die Intensität in der Tiefe h, so besteht die Beziehung $I_h = I_o\, e^{-\varepsilon h}$, wo e die Basis der natürlichen Logarithmen und ε den sogenannten Absorptionskoeffizienten für das betreffende Medium bedeutet, der sich aus Beobachtungen von I_o und I_h ableiten läßt, denn $\varepsilon = {}^1/_h \,.\, \text{Mod.}\, (\text{Log}\, I_o - \text{Log}\, I_h)$. Der Koeffizient ε ist also der reziproke Wert derjenigen Schichtdicke h, bei welcher die Intensität des einfallenden Lichts auf den Bruchteil $^1/_e = 0.368$ gesunken ist, oder, was dasselbe, er ist der Logarithmus der Lichtintensität bei einer Schichtendicke, die der Einheit gleich ist. Nun haben wir bisher meistens von Licht schlechthin oder vom weißen Tageslicht gesprochen, das bekanntlich aus Lichtarten von verschiedener Wellenlänge gemischt ist. Die Absorption im Wasser trifft nun diese Lichtarten keineswegs gleichmäßig, sondern die der größeren Wellenlängen, also der roten Seite des Spektrums, stärker, die der kleinen Wellenlängen sehr viel schwächer. Wir werden bei Darstellung der Farbenverhältnisse diese selektive Absorption des Wassers noch besonders untersuchen. Hier muß hervorgehoben werden, daß ein bestimmter Absorptionskoeffizient nur einer bestimmten Wellenlänge, also nur homogenem Licht zukommt. Von einem mittleren Koeffizienten für weißes, in große Wassertiefen vordringendes Licht sollte also nicht gesprochen werden, da mit fortschreitender Tiefe dieses Licht durch die selektive Absorption verändert (gefärbt) wird und, je tiefer es kommt, um so mehr aus Strahlen der blauen Seite des Spektrums besteht, für die doch ein viel kleinerer Koeffizient gilt. So berechnen sich aus den von Regnard aus dem Selenwiderstand

[1]) Seenkunde, Stuttgart 1901, S. 135.

abgeleiteten Intensitäten (S. 260) die Absorptionskoeffizienten aus der vorher erwähnten Formel der Reihe nach in folgenden mit der Tiefe abnehmenden Größen (h in Metermaß gesetzt):

Wassertiefe:	1	2	3	5	7	9	11 m
Koeffizient ε:	0.124	0.087	0.063	0.043	0.032	0.026	0.025

Ferner aber ist leicht einzusehen, daß in dem stets mit Trübungen durchsetzten Seewasser die Intensitäten auch nicht nach einer einfachen geometrischen Progression abnehmen können, denn die Fremdkörper absorbieren ja nicht nur selbst Teile des sie treffenden Lichts, sondern sie reflektieren auch solches, wie sie bereits reflektiertes von den übrigen Fremdkörpern empfangen, in den oberen Schichten auch nicht wenig solches, das von der Oberfläche selbst wieder nach unten zurückgespiegelt wird. Dadurch wird der Vorgang sehr verwickelt und kann eine so einfache Beziehung, wie sie jene Exponentialformel mit einem bestimmten Absorptionskoeffizienten will, nicht bestehen. Wollten wir deshalb die von Regnard mit dem Selenwiderstand gemessenen Intensitäten als Funktion der Tiefe ausdrücken, so würde sich eine hyperbolische Formel besser eignen und die Gleichung

$$J_h = J_o : (1 + 2.24\,h - 0.076\,h^2 + 0.00056\,h^3)$$

sich den Beobachtungen in befriedigender Weise anschließen. Die Formel soll übrigens nicht etwa zur Extrapolation für Tiefen von 100 m und mehr dienen. — Beobachtungen der Absorptionskoeffizienten im Seewasser für homogenes Licht bestimmter Wellenlängen liegen bisher noch nicht vor.

Von dem Standpunkte aus, daß sich das Seewasser dem Licht gegenüber wie ein trübes Medium verhält, hat kürzlich J. Thoulet[1]) einen Vorschlag gemacht, dem man nur unter starken Vorbehalten folgen kann. Indem er feinstes weißes Kaolinpulver in verschiedenen, genau abgewogenen Mengen in 1 l Wasser löste und dann die jeder Konzentration für die Schichteinheit zukommende Absorption des Tageslichts mit dem Fettfleckphotometer bestimmte, fand er, daß sich das Produkt aus Durchsichtigkeit und Trübungsgehalt einer Konstanten näherte, die von der Intensität der Lichtquelle nur wenig abhängig war. Er übertrug alsdann diese Wahrnehmung auf das Verfahren der Sichttiefen und fand die sehr einfache Beziehung $hs = 4$, indem er die Sichttiefen h in Meter und den Gehalt an Trübung s in mg p. Liter ausdrückte. Hat man also eine Sichttiefe von 33 m, wie sie Luksch als (übrigens rein rechnerisches) Mittel aus seinen Beobachtungen im östlichen Mittelmeer nennt, so wird $s = 0.12$, d. h. die Durchsichtigkeit des östlichen Mittelmeers ist der einer Kaolinemulsion von 0.12 mg im Liter optisch äquivalent. Vielleicht werden viele Ozeanographen die übliche Angabe einer Sichttiefe von 33 m anschaulicher finden.

Um nunmehr zu den örtlichen Verschiedenheiten in der Durchsichtigkeit der Meere überzugehen, so vermögen wir deren Ursachen zur Zeit nur unvollkommen zu erkennen. Sind doch schon die verschiedenen Einflüsse, die die stärkere oder geringere Absorption in reinem Wasser

[1]) Resultats des Campagnes scientif. du Prince Albert I de Monaco, fasc. 19, Monaco 1905, p. 115. Wenn an Stelle der von Thoulet unbequem genannten weißen Scheiben eine weißgemalte Hohlkugel aus Kupfer von nur 15 cm Durchmesser vorgeschlagen wird, so ist dagegen doch Widerspruch zu erheben (vergl. S. 258).

bestimmen, noch recht ungenügend bekannt und für Seewasser kaum untersucht.

Die Einwirkung der Temperatur ist nach E. Wild[1]) in der Richtung erkennbar, daß die Durchsichtigkeit des reinen Wassers abnimmt mit Erhöhung der Temperatur. Nun sind die von ihm verglichenen Temperaturen (7° und 50°) sehr weit voneinander entfernt und doch ist die Änderung dabei verhältnismäßig gering. Nach Hüfner und Albrecht[2]) wird, wenn die Extinktion des Lichts im reinen Wasser bei 6.2° = 0.9946 war, sie bei 17.0° = 0.9938, und bei 24.4° nur = 0.9915; das ist in der Tat keine erhebliche Wirkung. Zwar fand auch G. Schott in den hohen Südbreiten des Indischen Ozeans bei Temperaturen von nahezu 0° größere Sichttiefen (20—25 m), als im äquatorialen Gebiet des Atlantischen Ozeans und im Guineastrom (12—18 m). Im allgemeinen kann man aber im Gegenteil aus unserer Zusammenstellung der Sichttiefen schließen, daß gerade die warmen Meere im ganzen beträchtlich klarer sind, als die kalten.

Auch der Salzgehalt des Seewassers wird die Durchsichtigkeit nicht wesentlich verschlechtern; es zeigen dies unmittelbar darauf gerichtete Versuche von Spring, wie das auch aus der Farblosigkeit der gelösten Salze oder ihrer Ionen zu erwarten war. So ist die schwachsalzige Ostsee mit der stärker salzigen Nordsee und der ozeanisch salzigen Irmingersee von ungefähr gleicher Durchsichtigkeit, der nördliche Teil des Roten Meers nicht klarer, als das weniger salzige Wasser der Sargassosee.

Es sind aber indirekte Einflüsse des Salzgehalts und der Temperatur auf die Trübungen im Seewasser schon eher anzuerkennen. Mit der Erwärmung wird die Dichte des Wassers kleiner, also die Auftriebfähigkeit der schwebenden mineralischen Trübe vermindert, d. h. ihre Abscheidung begünstigt. Dieselbe Wirkung haben, wie wir früher ausführlich darlegen konnten (S. 166), die im Wasser gelösten Salze, wenn die Wirkung auch nicht einfach dem Salzgehalt proportional zunimmt. Sobald wir uns örtlich von den Quellen etwaiger Trübung hinweg von den Küsten in die offene See und über tiefes Wasser begeben, dessen Grund nicht mehr vom Seegang aufgewühlt wird, muß die Klarheit des Wassers im allgemeinen zunehmen. Dies ist auch der Fall: die landfernen und zugleich warmen Meere sind in der Tat besonders durchsichtig. Wo dies einmal nicht der Fall ist, darf man an die zweite Quelle der Trübungen denken, die schwebenden Organismen der Planktonwelt. Schon G. Schott[3]) hat darauf hingewiesen, daß zwischen Planktonvolum und Sichttiefen auffällige Zusammenhänge bestehen, indem große Planktonmengen die Sichttiefen herabdrücken, geringe sie vergrößern. Für 23 seiner Sichttiefenstationen hat ihm Dr. K. Apstein das Planktonvolum mitgeteilt. Ordnen wir diese in zwei Gruppen, solche mit viel und mit wenig Plankton, und berechnen wir für jede der beiden Gruppen einen Durchschnittswert sowohl für das Planktonvolum, wie für die Sichttiefen, so erhalten wir

	Planktonvolum	Sichttiefe
11 planktonarme Stationen:	85 cc	26 m,
12 planktonreiche Stationen:	530 cc	16 m.

[1]) Poggend. Ann. 1868, Bd. 134, S. 582.
[2]) Wiedemanns Ann. 1891, Bd. 43, S. 1.
[3]) Valdiviawerk S. 230.

Doch kommen auch in einzelnen Fällen starke Ausnahmen vor, indem z. B. auf der Höhe der portugiesischen Küste die auffällig kleine Sichttiefe von 4 m mit nur 34 cc Planktonvolum verbunden war. Hier muß man sich dem von K. Apstein erhobenen Vorbehalt anschließen, daß nämlich das feinste Mikroplankton die Durchsichtigkeit verhältnismäßig mehr vermindert, als das locker auftretende gröbere Plankton, das die größeren Volumina gibt. Verstärkt wird dieser Vorbehalt durch einen technischen Mangel des Planktonfanges: der bei den Hensenschen Netzen benutzte Seidenstoff (Müllergaze 20) läßt gerade das feinste, meist vegetabilische Plankton (die Kokkolithophoren, Gymnodinien und Chrysomonadinen) hindurchfiltrieren, und nach den neueren Messungen H. Lohmanns[1]) kann dieser Filterverlust auf 30 bis 90 Prozent, je nach der Größe und Gestalt der betreffenden Arten ansteigen. Dieses feinste Plankton ist aber in den warmen Meeren zeitweilig sehr dicht entwickelt. In dieser Hinsicht sind also für die Zukunft bessere gleichzeitige Beobachtungen zu erwarten. Es hat aber nach allem den Anschein, als wenn die Planktonführung für die Durchsichtigkeit der Hochsee wie der Nebenmeere von größter Bedeutung wäre. —

Die Farbe der Meere ist in den letzten Jahren mehrfach Gegenstand lebhafter Erörterung gewesen, die namentlich von den Limnologen ausging und leider nicht immer die beträchtlichen Unterschiede zwischen Vorgängen und Zuständen in Süßwasser und Meerwasser richtig würdigte[2]).

Für die naive Naturbetrachtung ist die Farbe der Meeresoberfläche einem steten Wechsel unterworfen, der von den Reflexen des Himmels hervorgerufen wird. Wolkenloser Himmel mit leichtem Wind pflegt überall eine blaue Farbe, starke Bewölkung eine graue, Sonnenauf- und -untergang eine rötliche oder gelbliche hervorzubringen, und es wäre nicht schwer, unter Hinweisung auf bekannte Gemälde alter und neuer Meister eine vollständige prismatische Farbenskala vom Eigelb durch alle Arten Grün und Blau bis zum fahlsten Lila hin zusammenzubringen. Kaum hat einer der neueren Dichter diese wechselvolle Färbung des Meeres in so verschiedenen Auffassungen geschildert, wie Homer. Wohl unzählige Male nennt er es purpurn, wo nämlich die hochgehenden Sturmwogen den von der tiefstehenden Sonne geröteten Himmel widerspiegeln, oder auch weinfarben, so wie Südweine gefärbt sind; bei stürmischem Wetter nennt er es schwarz und weißgrau (voller Schaum), auffallend selten aber mit der wahren objektiven Farbe Blau oder Veilchenfarben[3]). Um diese zu erhalten, muß man alle Reflexe ausschließen, und wenn das nicht auf der Schattenseite des Schiffs gelingen sollte, ein innen geschwärztes Rohr ins Wasser tauchen. Dann zeigt sich, daß unsere heimischen Meere grüne Färbungen haben, der tropische Ozean dagegen überwiegend eine blaue, so daß also unsere Kartographen in ihrem Rechte sind, wenn sie die Meeres-

---

[1]) Wiss. Meeresunters. Kiel 1902, Bd. I, S. 63.

[2]) Für das Folgende vergl. meine Geophysikal. Beob. der Planktonexp. 1892, S. 89—109.

[3]) So Il. 11, 298; 16, 34. Od. 5, 56; 11, 107. Das sehr häufige ἠεροειδής bezieht sich auf die diesige Kimm, s. Neumann-Partsch, Phys. Geogr. Griechenl. S. 117.

flächen mit einem blauen Farbenton bedecken. Freilich sind den Seefahrern seit alters auch abweichende Färbungen wohlbekannt; sie werden als Mißfärbungen oder Verfärbungen bezeichnet, und es handelt sich um milchweiße, blutrote, gelblichgraue, schiefer- oder olivenfarbene Töne, die, wie später zu zeigen, auf örtliche Anhäufungen von Fremdkörpern zurückzuführen sind. Die herrschenden normalen Farben der Meere sind Grün und Blau, oder wenn man will zwischen den Fraunhoferschen Linien *E* und *F* oder den Wellenlängen von 530 bis 478 $\mu\mu$ (Milliontel Millimeter).

Für eine genauere Bezeichnung der Farben, ob mehr Grün oder Blau vorhanden ist, reichen die Farbenbezeichnungen in unserer Sprache bei weitem nicht aus. Der erste, der ein exaktes Verfahren auf seinen Seefahrten anstrebte, war Alex. v. Humboldt, indem er ein von Saussure[1]) angegebenes sogenanntes Kyanometer nicht nur zur Bestimmung der Himmelsbläue verwandte, sondern auch die Meeresfärbungen darauf bezog; er fand das Meer von erheblich gesättigterem Blau, als den wolkenlosen Tropenhimmel. Erst in neuerer Zeit hat man wieder instrumentelle Hilfsmittel für diesen Zweck geschaffen, unter denen die Farbenskala von F. A. Forel für ozeanographische Zwecke bedeutsam geworden ist.

Die Forelsche Skala oder das Xanthometer gibt in ihrer vollständigen Ausführung die Übergänge vom reinen Gelb durch Grün zum reinen Blau. Es werden zwei halbprozentige Lösungen hergestellt, eine blaue aus 1 g Kupfersulfat mit 9 g Ammoniak in 190 g Wasser gelöst, und eine gelbe aus 1 g neutralem chromsaurem Kali gelöst in 199 g Wasser. Beide werden gemischt und man erhält die einzelnen Farbstufen so, daß die reine Kupfersulfatlösung zur Basis genommen und mit 0 bezeichnet wird, eine Mischung von 2 g der gelben zu 98 g der blauen Lösung erhält die Nummer 2, eine andere mit 5 g der gelben auf 95 g der blauen Lösung wird mit 5 bezeichnet u. s. f., so daß die Stufen nach den Prozenten Gelb darin numeriert werden. Diese Mischungen werden in Röhren von 1 cm Durchmesser eingeschmolzen und wie die Sprossen einer Leiter in einem Rahmen nebeneinander befestigt. Der Stellung im Spektrum nach entspricht die Stufe 2 ziemlich genau der Fraunhoferschen Linie *F*, Stufe 20 der Linie *E*. Die Beobachtung erfolgt unter Abschluß aller Sonnen- und Himmelsreflexe; unter der Skala liegt dabei ein Blatt weißes Papier. Die Mischungen sind übrigens wenig haltbar und müssen öfter frisch gemacht werden; ein Ersatz des neutralen Kaliumchromats durch das saure Dichromat ergibt nach meinen Erfahrungen keine wesentliche Besserung.

Eine zweite Skala hat Jos. Lorenz von Liburnau[2]) angegeben, die sich aus natürlichen Mineralien zusammensetzt; er verwendet für das Blau Kristalle von Azurit, Kupfersulfat, Saphir, Beryll; für das opake Blau Ultramarin, Lasurstein, Türkis, Indigo; für das Blaugrün Kupfersmaragd, für das reinere Grün Heliotrop, Strahlstein, Smaragd, Malachit, Chrysopras; für das gelbliche Grün Serpentin, Epidot, Olivin, Nephrit. Daß hiermit aber die in der Natur vorhandenen Übergänge zweifelfrei zu definieren sein werden, erscheint mir ausgeschlossen.

Eine dritte und vierte Form der Farbenskala, die sich eng an die Forelsche anlehnt und sie durch ihre größere Haltbarkeit übertreffen soll, hat J. Thoulet kürzlich für den Fürsten von Monaco ausgeführt[3]); sie ist umständlich her-

---

[1]) Saussure in Grens Journal d. Physik für 1792, S. 96; Humboldt, Rel. historique II, 1816, 161—182.

[2]) Mitt. Geogr. Ges. in Wien, Bd. 41, 1898, S. 78—92.

[3]) Resultats des Campagnes scient. du Prince Albert I etc. fasc. 19, Monaco 1905, p. 125.

zustellen. Zunächst übertrug er die Forelschen Farbenstufen auf Glas, indem er entsprechend zugeschnittene photographische Platten (Silberchlorürgelatine) durch geeignete Ausspülung entsilberte und dann mit Mischungen von Diaminblau und Pikringelb so färbte, daß sie, unter einem Kolorimeter von Duboscq geprüft, den Forelschen Stufen entsprachen. Jede Farbenstufe wird dann aus zwei mit der Gelatineseite aufeinander gelegte und an den Rändern mit Papier überklebte Platten gebildet. Um nun auch die verschiedene Intensität der Farben auszudrücken, hat Thoulet außerdem noch eine sogenannte Tonskala hergestellt, die aus ähnlichen mit verschieden starken Lösungen von chinesischer Tusche behandelten Platten besteht. Verschiedene Stücke der Farben- und der Tonskala werden übereinandergelegt und durch ein 11 cm langes passendes Messingrohr betrachtet, indem man gleichzeitig einen unter 45° geneigten Spiegel ins Meer taucht und die vom Spiegel reflektierten Farben damit vergleicht. Um auch Zwischenstufen zwischen den Forelschen Xanthometergraden zu erhalten, hat dann Thoulet noch ein viertes Instrument hergestellt. Es werden zwei keilförmige Glasprismen, eins von blauem, das andere von gelbem Glase, übereinander gelegt und mit Schraube und Trieb voreinander her geschoben; die Feinstellung wird mit einem Fadenkreuz erreicht und an einer Teilung abgelesen. Die von ihm benutzten Prismen hatten eine Länge von 68 mm, eine Höhe von 25 und eine größte Glasdicke von 1.8 mm am blauen und 1.4 mm am gelben Prisma. Durch Vergleich mit der Forelschen Skala wird die benutzte Teilung geeicht. Es liegen jedoch noch keine Beobachtungen mit diesem Instrumente vor; das Prinzip der keilförmigen, voreinander her verschobenen Prismen ist übrigens schon vor Thoulet von W. Ule[1]) in einer viel einfacheren Aufmachung angewandt worden, wobei Ule Hohlprismen mit Methylenblau und Kaliumchromat füllte.

Schließlich bleibt noch immer der Nachteil bestehen, daß auch die Forelschen Farbenstufen sich in solchen Fällen nicht mit den natürlichen Meeresfarben decken, wo es sich um Abweichungen ins Oliv und Schiefergrau oder um milchige Trübungen handelt. Die von W. Ule[2]) für den Gebrauch in Landseen vorgesehene Beimengung einer dritten, braunen Lösung von Kobaltsulfat zu den Kaliumchromat- und Kupfersulfatlösungen Forels hat sich im ozeanographischen Gebrauch nicht bewährt. Man ist immer wieder auf die einfache Forelsche Skala zurückgegangen und kann sich in solchen Fällen, wie den erwähnten, damit helfen, daß man wenigstens die Grundfarbe nach Forel angibt (der Maler würde von Untermalung sprechen) und im übrigen die Abweichung in Worten beschreibt. J. Luksch bediente sich, wie er sagt, mit gutem Erfolge statt des weißen Papiers einer Unterlage, deren Farbe von Weiß über Grau nach Schwarz hin abgestuft war und angenähert die Funktionen der Thouletschen Tonskala erfüllte.

Exakte Farbenbeobachtungen, die die Forelsche Skala zu Grunde legen, sind aus dem offenen Ozean keineswegs häufig. Ich selbst habe während der Planktonexpedition (1889), und später haben Dr. G. Schott auf seiner Segelschiffsreise (1892) durch die atlantischen, indischen und ostasiatischen Gewässer und sodann auf der deutschen Tiefseeexpedition (1898/99), E. v. Drygalski auf seiner Grönlandfahrt und der deutschen Südpolarexpedition, Dr. A. Krämer auf Reisen im südatlantischen und pazifischen Gebiet, J. Luksch im Mittelländischen und Roten Meer Aufzeichnungen danach gemacht. Nimmt man hierzu die regelmäßigen Beobachtungen auf der deutschen Gazelleexpedition, die sich ohne große Fehler

[1]) Der Würmsee, Leipzig 1901, S. 160.
[2]) Petermanns Mitt. 1892, S. 70, vergl. S. 286, u. 1894, S. 214.

auf gewisse Stufen der Forelschen Skala zurückführen lassen, so sind mit Ausnahme der größeren Hälfte des Pazifischen Ozeans und den höheren Südbreiten des Atlantischen geeignete Angaben vorhanden, um die Verteilung der Meeresfarben in ihren wesentlichen Grundzügen zu erfassen.

Danach darf man schließen, daß die größten Flächen des Ozeans eine blaue Farbe (Forel 0 bis 2) besitzen, namentlich innerhalb der Tropen und Subtropen, während die grünen Färbungen in den küstennahen und flacheren Teilen namentlich der Nebenmeere, sowie in den eisführenden Polargewässern vorherrschen. Doch gibt es auch charakteristische Ausnahmen.

Von den heimischen Gewässern ist die Ostsee fast ausnahmslos grün, bald dunkelgrün, bald heller (Forel 14—21). Die Nordsee ist in ihrem nördlichen und mittleren Teil um einige Prozente der Forelschen Skala stärker blau; im nördlichen Teil hat E. v. Drygalski sogar einmal Stufe 2, also fast reines Blau beobachtet. Die Nordmeergewässer, das Gebiet der Irmingersee haben eine blaugrüne Farbe, selten mehr als 9, meistens 5—6 nach Forel. Zwischen dem Ostgrönlandstrom und Neufundland sahen wir ostseegrünes Wasser; doch kommen auch noch in der Baffinbai und Davisstraße fleckweise Flächen mit blauem Wasser vor (2—5 nach Drygalski). Nach Steenstrup ist dort die Farbe in der wärmeren Zeit mehr dem Grün, in der kältesten dem Blau geneigt, am blausten ist sie im März[1]). Über der flachen Neufundlandbank fand ich im August 1889 ebenfalls das kalte Wasser wider Erwarten mehr blau als grün (Forel 3). Auch zwischen 40° und 50° N. B. sind im Atlantischen Ozean diese grünlich blauen Färbungen die Regel (2—5 Forel), im Frühling und Sommer kommen aber auch dunkelgrüne Stellen vor, ebenso wie im sonst blauen Golfstrom (1 Forel). Das kalte aufquellende Wasser ist an der afrikanischen Küste dunkelgrün und auch die kalten Flecke des Südäquatorialstroms im August und September sind grün (5—7 For.). Das reinste und tiefste Blau hat die Sargassosee, und ihr stehen darin die homologen Gebiete des Südatlantischen, Indischen und Pazifischen Ozeans kaum nach. Das Mittelmeer ist nach G. Schott in der Straße von Gibraltar noch nordseegrün (9—14 F.), wird aber bei Sardinien und im Tyrrhenischen Becken blau; die reinste Bläue, gleich der der Sargassosee, findet sich im Orientalischen Becken zwischen Kreta und Zypern, während das Ägäische Meer weniger blau ist (2—3 F.). — Abgesehen von einem Streifen zwischen den Chagosinseln und den Seychellen, wo Schott grünblaues Wasser bemerkte, herrscht im tropischen Indischen Ozean das Blau (0—1 F.); wahrscheinlich nehmen die rein blauen Flächen im Indischen Ozean noch größere Räume ein, als im Atlantischen. Sogar in den hohen Südbreiten um 55° S. B. zwischen 10° und 31° O. L. fuhr die Valdivia durch fast rein blaues Wasser. Weiter östlich dagegen fand Schott, wie 24 Jahre vorher die Challengerexpedition, grünere Färbungen bis nach Kerguelen und Neu Amsterdam hin. — Von den indischen Nebenmeeren ist das Rote in seiner tieferen Mitte blaugrün (2—5 F.) und in den flacheren und südlichen Gebieten noch grüner (5—9). Die Andamanensee und die seichteren Teile des

---

[1]) **Drygalski**, Grönlandexpedition, Berlin 1897, Bd. 2, Taf. 10; **Steenstrup** in Ann. d. Hydr. 1884, S. 174.

Australasiatischen Mittelmeers sind ziemlich stark grün (über 20, ja 30 Forel nach Schott), während die Tiefenbecken der China- und Bandasee schön blau sind.

Im Pazifischen Ozean ist durch die Gazelleexpedition das Vorherrschen der blauen Farbe in den Gewässern des Bismarckarchipels, wie überhaupt in den tropisch warmen Flächen südlich vom Äquator bis in das Gebiet der Westwinde hinein gesichert. Das kalte aufsteigende Küstenwasser an der Westküste Südamerikas ist grün. Zwischen San Francisco und Honolulu fand Dr. A. Krämer blaues Wasser westwärts von 125°, und das tiefe Blau westwärts von 135° W. L. ab. Wie es sich sonst im nordpazifischen Gebiet verhält, ist noch unbekannt, trotzdem zahlreiche berühmte Expeditionen diese Meeresstriche durchfahren haben.

Ehe wir die Ursachen der verschiedenen Färbungen untersuchen, müssen wir noch unsere allgemeinen Bemerkungen über das optische Verhalten des Seewassers vervollständigen.

Kleine Mengen Seewasser sind ebensowenig im auffallenden wie im durchfallenden Lichte gefärbt, wie schon aus der Farbe des reinen Wassers und der vorherrschend in Lösung vorhandenen Salze und freien Ionen zu schließen ist. Nimmt man aber größere Wasserschichten, so ändert sich das. Weißes Licht, das durch eine 5 m lange Säule destilliertes Wasser hindurchgegangen ist, wird blau gefärbt, wie schon Bunsen bei der Untersuchung isländischer Thermalquellen feststellte und dann auch durch Laboratoriumsversuche erwies. Destilliertes Wasser aber, dem einige feine Trübung beigemengt ist, erscheint dann grün. Daß auch das Seewasser im durchfallenden Lichte blau ist, zeigte sich bei den schon einmal erwähnten Tauchversuchen des Zoologen Fol im Mittelmeer bei Nizza (S. 262). Fol bemerkt dazu, daß er die Farbe von Tag zu Tag verschieden gefunden habe, schwankend zwischen einem graulichen Grün und grünlichen Blau, je nachdem die Strömungen Wasser von der Küste her oder aus der hohen See herbeiführten. Alle Gegenstände nahmen einen bläulichen Ton an, der um so stärker hervortrat, in je größere Tiefen er hinabstieg. Schon in 25 m und noch mehr in 30 m erschienen gewisse dunkelrote Tiere, wie *Muricaea placornus* schwarz, während die grünen oder grünblauen Algen vergleichsweise viel heller aussahen. Nach plötzlichem Auftauchen an Luft und Sonne erblickten die an das blaue Licht gewöhnten Augen die ganze Landschaft rot gefärbt. — Diese Farbenwirkungen können nur darauf beruhen, daß das Wasser die roten Strahlen des Sonnenlichts stark und rasch absorbiert, die blauen dagegen sehr wenig. Man sieht das auch an der grünlich blauen Färbung der Wellenkämme, wenn man diese im blauen Mittelmeer oder tropischen Ozean bei hohem Seegange beobachtet: hier ist der Weg des Lichts noch nicht lang genug, um viel von den roten und orangenen Strahlen zu verlieren, während das aus den Wellentälern heraufkommende Licht blau ist, wie das schon 1845 Aimé richtig erklärt hat. Diese Auffassung wird auch durch die spektroskopische Untersuchung bestätigt. Das Absorptionsspektrum des reinen Wassers zeigt eine allgemeine Schwächung von der Fraunhoferschen Linie *C* an ins Rote hinein, zwischen den Wellenlängen 660 und 670 $\mu\mu$ ein schwaches Absorptionsband und zwischen 610 und 620 $\mu\mu$ im Orange ein sehr kräftiges; es sind die sogenannten Schönnschen Streifen. Nach den

spektroskopischen Untersuchungen, die H. F. Vogel an den grünen Gewässern des Golfs von Neapel ausgeführt hat, zeigen auch sie die Schönnschen Streifen und ist die Abschwächung des roten Endes des Spektrums noch stärker als beim reinen Wasser; dagegen zeigt das blaue Wasser, sowohl der berühmten blauen Grotte von Capri, wie auch des Meeres vor der Riviera außerdem eine starke Absorption im Grün, wo die Fraunhoferschen Linien *E* und *b* zu einem dicken dunkeln Streifen zusammenfließen, während das Rot ganz verschwunden und das Gelb sehr erheblich verblaßt ist, so daß die *D*-Linie kaum erkennbar wird; dagegen sind Grün, Blau und Indigo hell[1]). Aitken verweist mit Recht auf die beim Versenken weißer Scheiben auftretenden Färbungen, und auf die Wahrnehmung, daß ins Meer versinkende Apfelsinenschalen durch Absorption des Orange sehr rasch blaßgelb und gelbgrün, wie unreif erscheinen[2]). Wenn Fr. Oltmanns für grünes Ostseewasser, das durch eine 17 m lange

Fig. 40.

Absorptionsspektra des reinen Wassers (*I*) und des blauen Seewassers (*II*), nach Vogel.

Röhre gegangen war, nicht nur eine Verlöschung an der roten Seite des Spektrums wahrnahm, sondern auch das Violett und Blau bis zur Wellenlänge 450 μμ absorbiert sah, während der dem blauen Mittelmeer eigene Absorptionsstreifen bei *Eb* nur ganz schwach angedeutet war[3]), so ist das wohl eine Folge starker Versetzung des benutzten Wassers mit feinerer Trübung oder gelösten Stoffen; ganz ähnliche Abschwächungen des blauen Endes sind auch an Süßwasserseen aufgefunden.

Da die Absorptionskoeffizienten des Seewassers für die verschiedenen Wellenlängen noch immer nicht bestimmt sind, müssen wir uns mit den vorliegenden spektrophotometrischen Messungen am reinen Wasser begnügen, um eine Vorstellung von den ähnlichen Vorgängen selektiver Absorption im Seewasser zu gewinnen. Die besten Bestimmungen sind die von E. Aschkinass[4]) und Freih. O. v. Aufseß[5]); beide stimmen über die größte Strecke des Spektrums sehr nahe überein, während eine viel benutzte Reihe von Messungen durch Hüfner und Albrecht[6]) ersichtlich zu schwache Absorptionen ergibt, im übrigen aber denselben relativen Gang

[1]) Poggend. Annalen 1875, Bd. 6, 325; 1895, Bd. 54, 175. Praktische Spektralanalyse, Berlin 1889, S. 320.

[2]) Proc. R. Soc. Edinb. vol. 11, 1880/82, p. 472 und 637.

[3]) Pringsheims Jahrb. für wiss. Botanik, 1892, Bd. 23, S. 420 f.

[4]) Wiedem. Annalen 1895, Bd. 55, 419.

[5]) Dissertation über die Farbe der Seen. München 1903, S. 26.

[6]) Wiedem. Annalen 1891, Bd. 43, S. 1.

zeigt. Als die zur Zeit wahrscheinlichsten Werte lassen sich hiernach folgende angeben.

Farben	Wellenlängen μμ	Absorptionskoeff. pro Meter	Bemerkungen
Indigo	450	0.010	—
Blau	470	0.010	—
Blaugrün . . .	490	0.010	bei Linie *F*
"	510	0.012	—
Grün	530	0.010	bei Linie *E*
Gelbgrün . . .	550	0.033	—
Gelb	570	0.035	—
"	590	0.085	bei Linie *D*
"	600	0.163	—
Gelborange . .	615	0.235	Absorptionsband
Orange . . .	630	0.240	—
Rotorange . .	650	0.280	bei Linie *C*
Rot	660	0.300	—

Aus dem am blauen Ende des Spektrums nur sehr kleinen Absorptionskoeffizienten ist zu entnehmen, daß gerade die photographisch wirksamen Strahlen in die größten Tiefen gelangen, das photographische Verfahren also sehr wohl geeignet ist, uns in dieser Hinsicht zu belehren. Nur sind die Lichteindrücke auf den Platten doch auch von der Zeit der Belichtung abhängig, und in dieser Hinsicht entsprechen die vorliegenden Versuche wohl noch nicht ganz dem zur Zeit technisch Erreichbaren. Ist es doch gelungen, nicht nur so schwach leuchtende Himmelsobjekte, wie Nebelflecke, zu photographieren, sondern sogar auch deren Spektrum auf der Platte zu fixieren. G. Hüfner[1]) hat darauf hingewiesen, daß nach Zöllners photometrischen Bestimmungen die Intensität des direkten Sonnenlichts 619000mal größer ist, als die des Vollmonds[2]) und dieser selbst 90000mal heller, als der Fixstern Capella, dessen Spektrum von Huggins photographiert worden ist. Hüfner hat dann mit seinen, wie gesagt, etwas zu großen Absorptionskoeffizienten rechnend die Tiefen ermittelt, bis zu denen violette Strahlen vorzudringen hätten, um dieselbe Helligkeit zu zeigen wie im Mondlichte, und für reines Wasser 483 m gefunden; die Helligkeit des photographisch wirksamen Lichts der Capella wird erst in 896 m erreicht. Er hat dann auch gewisse biologische Schlußfolgerungen gezogen, die hier in ihren Grundzügen wiederholt und nach anderen Richtungen ergänzt sein mögen, obwohl sie ebenfalls auf seine zu großen Koeffizienten gegründet sind, also die Erscheinungen in der Natur wohl noch größeren Tiefen zukommen, als er ableitet. Für unser Auge machen die gelben und gelbgrünen Strahlen den Eindruck der größten Helligkeit. Aus Experimenten von Paul Bert ist zu schließen, daß wenigstens einige der Meeresbewohner, wie die Daphnien, Augen von ähnlicher Lichtempfänglichkeit besitzen wie wir[3]), daß aber in dieser Beziehung auch die höheren Tiere anders ausgestattet sein können, erweisen die Augen der Katzen und Fledermäuse, die

[1]) Archiv für Anatomie u. Physiol. 1891, Physiol. Abt. S. 93.

[2]) Nach photometrischen Messungen von Leonhard Weber ist in Kiel die für das rote Licht bestimmte Helligkeit des direkten Sonnenlichts im Maximum (Juli) etwa 30000 Meterkerzen, die Wirkung auf photographisches Papier aber der 25fache Wert davon, also 750000 Meterkerzen. Schriften des Naturw. Vereins für Schleswig-Holstein 1893, Bd. 10, S. 94.

[3]) Regnard a. a. O. S. 271.

vortrefflich an das Dämmerlicht angepaßt sind; während von gewissen Ameisenarten bekannt ist, daß sie auf das ultraviolette unseren Sehnerven nicht mehr empfindliche Licht deutlich reagieren. Es sind also Schlußfolgerungen, die von der Lichtempfindlichkeit des menschlichen Auges ausgehen, nur mit allem Vorbehalt aufzunehmen. Die Intensität des gelben Lichts gleicht nun nach Hüfner schon in 177 m Tiefe nur noch der des Vollmonds. Höhere Wasserpflanzen, deren Stoffwechsel vom Licht abhängig ist, assimilieren im gelben Licht etwa 5mal stärker als im Blau, 8mal stärker als im Indigo und 14mal stärker als im Violett, wie Pfeffers Zählungen der Gasblasen an der Wasserpest (*Elodea canadensis*) ergeben haben. Dürfen wir uns eine solche Pflanze versenkt denken in die Wassertiefen, so würde sie bei 177 m im dort vorhandenen indigoblauen Licht in der gleichen Zeit 660mal mehr Gasblasen entwickeln als im dortigen Reste des gelben Lichts. Aber es verhalten sich überhaupt die verschiedenen Pflanzen in dieser Hinsicht ungleich, wie namentlich für die Meeresalgen von Engelmann ausgeführt ist. Die roten Zellen der Florideen assimilieren in der blauen Seite des Spektrums rund 2½mal reichlicher als in der gelben, und deshalb nehmen die Rotalgen meist die größeren Tiefen in der submarinen Pflanzendecke ein. G. Berthold berichtet aus dem Golf von Neapel, daß er in 80 bis 100 m Tiefe bei den Algen noch krankhafte Erscheinungen gefunden habe, die auf eine zu starke Bestrahlung bei diesen schattenliebenden Formen zurückzuführen sind; er fand dieselben Algen noch in Tiefen von 120—130 m gedeihend, während in den nordeuropäischen Meeren Algen in Tiefen von mehr als 40 m fehlen. Wie sich das Chromophyll des pelagischen Phytoplanktons verhält, das eine gelbliche oder bräunliche Farbe besitzt, ist noch nicht untersucht. Nehmen wir an, solche Algen assimilierten noch in grünem Licht von der Intensität des Vollmonds, so berechnet sich dafür eine Tiefe von 322 m. Nun ist aber eine Blasenalge *Halosphaera viridis* im Mittelländischen Meere wie im tropischen Atlantischen Ozean häufig in Tiefen von 2000 m lebend gefunden worden; sie muß also dort mit einem Minimum von Licht auskommen. — Von den Tiefseetieren wissen wir, daß nur die im Schlamm lebenden stets ohne Sehwerkzeuge sind, die anderen aber großenteils wohlausgebildete Augen besitzen. Die Natur verschwendet nichts; wir müssen also schließen, daß auch diese abyssischen Formen sehen können, und entweder ausschließlich auf das Phosphoreszenzlicht angewiesen sind, das sie selbst und ihre abyssischen Genossen erzeugen, oder auf das unendliche Minimum des violetten Teils des Sonnenlichts, das noch in mehrere tausend Meter vordringt. —

Endlich hat Hüfner auch die Farbenzusammensetzung dieses in große Wassertiefen gelangenden Lichts analysiert. Nach Helmholtz kommt das Weiß des Sonnenlichts durch vier Paare komplementärer Farben zu stande: 1. Rot und Grünlichblau, 2. Orange und Cyanblau, 3. Gelb und Indigoblau, 4. Grünlichgelb und Violett. Durch die selektive Absorption werden nun die einzelnen Komplementärfarben stufenweise in ihrem Verhältnis geändert. Schon in 10 m Tiefe ist so viel Rot, Orange und Gelb verloren gegangen, daß wenn die Reste davon mit gleichen Bruchteilen ihrer Komplementärfarbe vereinigt werden, um weißes Licht zu bilden, dieses sich zum farbigen (komplementlosen) verhält wie 188 : 266, und zwar würde so (in reinem Wasser) ein wäßriges Blau, das dem Cyanblau nahesteht, herauskommen. In 100 m Tiefe ist das Weiß beinahe ganz erloschen, die übriggebliebene lichtschwache Mischfarbe ist hauptsächlich aus gleichen Mengen Cyanblau, Indigo, Violett, etwa 3mal weniger Blaugrün und 6mal weniger reinem Grün zusammengesetzt, sie würde unserem Auge als ein wenig intensives, ziemlich gesättigtes Blau erscheinen. In den abyssischen Tiefen aber kann nur noch ein unendlich geschwächtes Indigoblau vorhanden sein, das von Sehnerven wie den unserigen nicht mehr als Lichtreiz empfunden wird.

Nach diesen Darlegungen des wichtigen Einflusses der selektiven Absorption sind wir vollkommen vorbereitet, die bei auffallendem Licht eintretenden Farbenerscheinungen zu verstehen: die Lichtstrahlen müssen aus dem Wasser reflektiert werden, und maßgebend für die jeweilige Farbe des Meeres ist zunächst die Tiefe, in welcher die Reflexion des eingedrungenen Lichtes erfolgt. Je größer diese Tiefe ist, desto blauer wird das zurückgeworfene Licht erscheinen. Hierfür liefert das verschiedene Verhalten der Wasserfarben über flachem und tiefem Grunde anschauliche Beweise. Wo sich bei der Insel Capri oder im Bereiche eines Korallenriffs Bänke befinden, sind sie durch ihre grünliche Farbe scharf von den dunkelblauen größeren Tiefen getrennt. Wo aber der Meeresboden viel zu tief liegt, um die Reflexion des eingedrungenen Lichts zu beherrschen, und wir doch grünliche Färbungen bemerken, müssen wir zunächst an andere lichtreflektierende Teilchen denken, die im Wasser selbst vorhanden sind. Wo solche ganz fehlen, also in sogenanntem optisch leerem Wasser, würden wir bei auffallendem Licht in ein schwarzes Meer blicken, da eben kein Licht reflektiert wird. Solches optisch leere Wasser gibt es aber in der Natur nicht, da überall das Licht zurückwerfende Teilchen vorhanden sind, die die natürlichen Wasserbecken gefärbt erscheinen lassen. Wir müssen annehmen, daß, wo diese Teilchen nur spärlich vorhanden und locker durchs Wasser verstreut sind, das eingedrungene Licht einen weiten Weg durchlaufen muß, ehe es reflektiert wird, und da es bei dem langen Rückwege abermals der selektiven Absorption unterworfen ist, werden so die intensiv blauen Farben zu stande kommen. Sind viele solche Teilchen dem Wasser beigemengt, so wird der Weg der Lichtstrahlen nur kurz sein und das Wasser grün erscheinen lassen. Da nun aber die an solchen das Licht auffangenden Teilchen reichen Gewässer weniger durchsichtig sein müssen, ist zu folgern, daß das Wasser um so blauer erscheint, je klarer es ist. Solche das Licht reflektierenden Teilchen können nun sein: die Wassermoleküle selbst und im Wasser schwebende Fremdkörper, wie feine mineralische Trübe oder Organismen.

Was die Wasserteilchen selbst anlangt, so ist, wie Lord Rayleigh[1]) mehrfach dargelegt hat, die Größe der Moleküle zwar sehr gering, aber doch von ähnlicher Größenordnung, wie die Wellenlängen der stark brechbaren Seite des Spektrums. Die langen roten Lichtwellen bringen also diese Moleküle selbst in Schwingung, dagegen werden die blauen kurzen Wellen von ihnen zurückgeworfen, und zwar verhalten sich die Reflexionen umgekehrt proportional der vierten Potenz der Wellenlängen. Die Wellenlängen bei den Fraunhoferschen Linien *A* im Rot und *G* im Blau verhalten sich wie 76 : 43 oder 1.77 : 1; infolgedessen wird von dem anfänglichen Blau 1.77^4 oder 10mal so viel zurückgeworfen, als vom Rot. Hieraus wäre zu schließen, daß auch ohne Eingreifen der selektiven Absorption klares Wasser durch auffallendes Licht eine blaue Farbe erhalten könnte. Aber beide Vorgänge werden sich summieren. Kommen nun noch die mineralischen Trübungen und noch mehr die Planktonorganismen dazu, so werden diese alles sie treffende Licht teils absorbieren, teils zurückwerfen. Dann wird also im reflektierten Licht nicht mehr das

---

[1]) Zuletzt Philos. Magazine 1899, Bd. 47, p. 375.

Blau vorherrschen, sondern auch Gelb und Rot dazu treten und die entstehende Farbenmischung mehr nach Grün hin liegen. Überdies können die genannten Fremdkörper auch ihrerseits gefärbt sein und so das reflektierte Licht ändern.

Ehe wir diese sogenannte Diffraktionstheorie der Meeresfarben an den Tatsachen prüfen, müssen wir noch kurz auf die von Wittstein früh begründete, neuerdings aber namentlich von W. Spring ausgebildete sogenannte Lösungstheorie eingehen, die augenblicklich für die Farbenerklärung für Süßwasserseen stark bevorzugt wird[1]). Hiernach sind es sowohl Eisensalze, namentlich kolloidales Ferrihydrat, als auch die Huminsäuren, die in den Landwassern in viel größeren Mengen gelöst auftreten, als nötig wäre, um die ursprüngliche blaue Wasserfarbe in Grün oder gar in Braun umzuwandeln. Unter der Einwirkung des Sonnenlichts erfolgt allerdings eine gewisse Entfärbung, indem Ferrioxyd und Humine miteinander in Reaktion treten und das wenig färbende Ferrioxydul bilden. Dieses aber kann sich in luftreichem Wasser mit dem freien Sauerstoff wieder zu Ferrioxyd umwandeln und schließlich so die Huminsubstanzen ganz ausfällen. Es ist klar, daß diese Vorgänge wohl für alle Binnengewässer von großer Bedeutung sein und auch ihre Wirkungen auf die stark mit Landwassern durchsetzten Teile der Nebenmeere und die Mündungsgebiete der Flüsse in den Ozean erstrecken mögen. Für die Meere im ganzen aber werden sie um so gleichgültiger, je weiter man sich auf die hohe See hinaus begibt, wo doch auch grüne Färbungen zu bemerken waren. Für den Ozean also ist die Diffraktionstheorie in erster Linie maßgebend.

Es sei noch bemerkt, daß die in Süßwasserseen beobachteten Polarisationen des aus dem Wasser tretenden Lichts für das Meerwasser noch gar nicht untersucht sind: es gehört dazu auch eine ruhige, ganz ebene Oberfläche, wie sie auf dem Ozean nur selten, kaum im Mittelmeer zu finden ist. Immerhin ist es erwünscht, diesem Vorgange Aufmerksamkeit zuzuwenden. Bei den trüben Landseen ist eine starke Polarisation in der Richtung der einfallenden Strahlen vorhanden, bei klaren Seen daneben eine, wenn auch schwache, senkrecht dazu, und es gibt mäßig trübe Seen, wo beide Polarisationen an Stärke ungefähr gleich sind. Die Polarisation in der Richtung der einfallenden Strahlen ist ein Beweis für Reflexion an gröberen Fremdkörpern, die andere für Lichtzerstreuung (Diffraktion) an kleinsten schwebenden Teilchen.

Nunmehr zu den Färbungen der Meere übergehend, haben wir zunächst die behauptete Verknüpfung zwischen Durchsichtigkeit und Farbe zu prüfen. In dieser Hinsicht sind die Beobachtungen der Gazelleexpedition in hohem Grade lehrreich. Es wurden von dem Beobachter vier Farbenabstufungen unterschieden, die sich ohne wesentlichen Fehler auf die Forelsche Skala in der Weise zurückführen lassen, daß Blau = 0—2, entfärbt Blau = 2—5, Grünblau = 5—9 und Grün = 9—20 Forel gesetzt wird. Indem wir einzelne in der Farbenbeschreibung zweifelhafte Fälle ausschließen, erhalten wir 87 gleichzeitige Beobachtungen von Sichttiefen und Wasserfarben, die sich dann folgendermaßen ordnen lassen:

---

[1]) Forel, **Seenkunde S. 160, und die S. 255**, Anm. genannten Schriften von **Aufseß**.

Farbe	Zahl der Fälle mit Sichttiefen					Mittel der Sichttiefen
	über 40 m	über 30 m	über 25 m	über 20 m	unter 15 m	
Blau	7	25	43	53	3	26.7
Entfärbt Blau .	—	1	4	6	1	23.2
Grünblau . .	—	—	1	2	5	16.2
Grün	—	—	—	1	3	15.5

Hier ist der Zusammenhang zwischen Durchsichtigkeit und Farbe ganz offenkundig. Die geringsten Sichttiefen im einzelnen wie im Durchschnitt gehören den grünen Färbungen an, die größten den blauen. Die grünen Wasserflecke im atlantischen Äquatorialstrom im August 1874 hatten bei Temperaturen von 21.7° und 21.9° nur Sichttiefen von 14 und 14½ m; die um 2—3° wärmeren Gewässer nördlich und südlich davon vereinigten mit blauer Farbe Sichttiefen von 22 bis 25½ m. Auch die vorher (S. 265) gemittelten Beobachtungen Schotts auf der Valdivia ergeben das gleiche: die 11 Stationen mit wenig Plankton und mittlerer Sichttiefe von 26 m ergeben als durchschnittliche Farbenstufe nach Forel 0.9, die anderen 12 mit reichlichem Plankton und Sichttiefe von nur 16 m eine Färbung von 11.1 Forel im Durchschnitt. Auch das ist deutlich genug.

Das blauste Wasser im Nordatlantischen Ozean ist das der Sargassosee, deren größte Durchsichtigkeit mehrfach erwähnt ist. Es wird durch Zufuhr solchen Wassers ergänzt, das schon lange Wege durchmessen hat, seit es zuletzt in Landnähe war, so daß unterwegs die niederschlagende Wirkung der Elektrolyte im Seewasser die feinste mineralische Trübe ergiebig abscheiden konnte. Außerdem ist die Sargassosee das planktonärmste Gebiet im ganzen Nordatlantischen Ozean, wo die Planktonexpedition, von Bermudas nach Osten segelnd und auf einer Strecke von 2200 Seemeilen in 14 Tagen täglich zweimal fischend, nur die ärmlichen Planktonvolumina von 1 bis 4 cc erhielt, während in der grünen Irmingersee über 200 cc und in den grünen Stellen des südlichen Äquatorialstroms 31 und 88 cc gefangen wurden. Hienach formte mein botanischer Reisegefährte von der Planktonfahrt, Franz Schütt, das treffende Wort: Das reine Blau ist die Wüstenfarbe der Hochsee[1]).

Das Plankton vermindert nicht nur die Durchsichtigkeit des Wassers und macht es dadurch um so grüner, je reichlicher es auftritt, sondern die einzelnen Organismen können auch durch ihre Eigenfarbe von Bedeutung werden. Die Vertreter des vegetabilischen Planktons der Hochsee, die Diatomeen, Peridineen, Faden- und Blasenalgen haben Chromatophoren von gelblicher bis bräunlicher, auch gelbgrünlicher Farbe. Es geschieht nun zuweilen, daß pelagische Diatomeen sich örtlich so massenhaft ver-

[1]) Krümmel, Reisebeschreibung der Planktonexpedition, Kiel 1892, S. 314. Fr. Schütt, Analytische Planktonstudien, Kiel und Leipzig 1892. — Neuere Zusammenstellungen der Planktonvolumina, die für die vorliegende Frage benutzbar sind, gibt K. Brandt in Wiss. Meeresunters. der Kieler Komm. Bd. 6, Kiel 1902, S. 31—44.

mehren, daß sie die Hochsee wolkenartig trüben und dann einen Anblick hervorrufen, der an die sogenannte Wasserblüte der Binnenseen und salzärmeren Nebenmeere erinnert, wo Fadenalgen ähnliche Wucherungen im Frühsommer zu vollziehen pflegen. Im landfernen Ozean ist solches Auftreten allerdings eine Ausnahme und anscheinend auch auf gewisse Jahreszeiten beschränkt, womit die früher (S. 269) erwähnte periodisch größere Häufigkeit von grünem Wasser in sonst blauen Gebieten möglicherweise zusammenhängt. Doch weiß man von der jährlichen Periodizität der Planktonentwicklung im offenen Ozean leider viel zu wenig. In der Regel aber schweben die Planktonorganismen durch verschiedene Wasserschichten auffallend gleichmäßig zerstreut einher. Die in den kälteren und eisführenden Meeresteilen reichlich auftretenden Diatomeenwucherungen verändern die Wasserfarbe ins Olivgrün. Diese seit Hudson (1607) bekannte und von W. Scoresby ausführlich beschriebene Tatsache ist insbesondere von Rob. Brown in der Grönlandsee untersucht worden, James C. Ross beschrieb olivgrünes Wasser aus den höheren Südbreiten, wo Hooker die rostfarbenen, am Packeis wohl gedeihenden Diatomeen als Ursache erkannte, und ebenso erblickte es die Challengerexpedition bei ihrem Vorstoße über den Polarkreis bei 80° O. L.[1]). — Die Massenvermehrung einer braunen Alge, des *Trichodesmium erythraeum* aus der Familie der Oscillarien, bringt im Roten und Arabischen Meer, eine verwandte Art im warmen Atlantischen Ozean rote Blutstreifen ins Wasser; auch die Peridineengattung *Glenodinium* kann durch üppige Wucherung ähnlich wirken[2]). Gelbliche Mißfärbungen sind durch gelbbraune Algen hervorgerufen, wie zweimal von deutschen Kriegschiffen in der Arafurasee beobachtet wurde.

Auch das Zooplankton steht in dieser Hinsicht nicht zurück. Eine blutige See fanden, wie Bernhard Varenius erwähnt, die Holländer schon bei ihrem ersten Vordringen zur Magellanstraße (am 12. Januar 1599) unweit der Laplatamündung, wobei auch sogleich die natürliche Ursache in Gestalt jener kleinen Copepoden, die die Seeleute Seeflöhe nennen, erkannt wurde. Dieselbe Erscheinung ist in jenen Gewässern seitdem vielfach wieder bemerkt worden. Auf der Planktonexpedition sahen wir nördlich von der Neufundlandbank Myriaden von *Calanus finmarchicus* sich zu solchen roten Wolken im Wasser zusammendrängen. Sind diese Planktonformen etwas lockerer durchs Wasser verteilt, so werden auch sie sonst blaue Farben in grünliche umwandeln können. Pouchet[3]) berichtet von einer Fahrt mit dem Fürsten von Monaco von den Azoren nach der Neufundlandbank, wie mitten im blauen Golfstromwasser grüne Flecke durch reichliche Ansammlungen der halbfaustgroßen *Pelagia noctiluca* gebildet wurden; im Wasser sind diese bekanntlich nachts leuchtender Medusen grün, außerhalb desselben aber orangegelb. Als Ursache ähn

---

[1]) Für dies wie für das Folgende s. die zahlreichen Hinweise in Geophys. Beob. der Planktonexped. S. 109 f.

[2]) Einen anscheinend hierher gehörigen Fall, wo sich die zuerst schmutzig rote Farbe in ein glänzendes Purpurrot verwandelte, so daß selbst der Schaum der Wellen rosig gefärbt schien, hat Ed. Poeppig aus der Gegend westlich von Valdivia (März 1827) beschrieben. Reise in Chile, Peru u. s. w., Leipzig 1835, Bd. 1, S. 30 f.

[3]) Compt. Rendus Soc. de Biologie 5 Nov. 1887.

licher Grünfärbung bemerkte die Gazelleexpedition im Südpazifischen Ozean (31° S. B., 177° O. L.) kleine, glashelle Salpenketten, die zu Myriaden aus den Tiefen heraufzuquellen schienen. Wo sich Strömungen verschiedener Abkunft begegnen, sind derartige gefärbte Stellen oft bandartig angeordnet; diese „Tierströme“ unserer Zoologen heißen im Golf von Neapel *correnti*, bei den Kanarischen Inseln *zaiin.*

So ist an der Fähigkeit des pelagischen Planktons, durch ständige Anwesenheit und noch mehr durch örtliche Massenwucherung bestimmend auf die Meeresfarbe einzuwirken, nicht zu zweifeln. In einigen Fällen mag hinzukommen, daß bei der Zerstörung des größeren vegetabilischen Planktons durch seine Verzehrer auch freies Chromophyll ins Wasser gelangt, wo es dann, wie Pouchet mehrfach entwickelt hat, grünfärbend wirken müßte. Leider ist diese Auffassung bisher noch keiner systematischen Prüfung unterworfen worden. Gewiß ist, daß in der grünen Ostsee dem Seewasser geringe Mengen organischer Substanz in Lösung beigemengt sind, die wohl zum Teil einen solchen Ursprung haben mögen.

Noch sehr wenig geklärt ist die färbende Wirkung der im Wasser der Hochsee so spärlich vorhandenen unorganischen Trübe, die auch nach ihrer verschiedenen mineralischen Zusammensetzung verschiedene Farbentöne schaffen könnte. Auf den flachen Schelfmeeren sind diese vom Festlande oder Meeresboden herrührenden festen Teilchen jedenfalls von wesentlichem Einflusse. Vom Golf von Kalifornien, der auch den Namen *Mar vermejo* trägt, heißt es[1]), daß er seine Farbe im Norden durch den Rio Colorado, namentlich während der Regenzeit, empfange, übrigens aber stellenweise reich sei an denselben Krustazeen (Copepoden), die auch anderwärts dem Meere eine Blutfarbe gäben. Oft beschrieben sind die nach starken Winden milchig grünen Gewässer des Ärmelkanals oder der Korallenlagunen: beide werden nach einer Reihe ruhiger Tage, während welcher der amorphe Kalk aus dem Wasser abgesetzt wird, klarer und dunkelgrün. Ebenso bekannt sind die gelbrötlichen Flächen vor der Mündung der Tropenflüsse, wie des Kongo oder Amazonenstroms, wo sie einen schroffen Kontrast gegen das blaue Wasser der Tiefsee außerhalb der Küstenbänke darbieten. In vielen Fällen wird man sich aber vielleicht über den mineralischen Ursprung solcher Trübe ebenso irren, wie das den deutschen Planktologen erging, als sie den in der Tocantinsmündung das Wasser gelblich trübenden feinsten Sand nachträglich als die Frustulen einer Diatomee (*Coscinodiscus*) erkannten. Daß das Gelbe Meer von dem massenhaft durch den Hwang-ho eingeschwemmten Löß Farbe und Namen empfangen hat, ist bekannt. Nach W. Spring[2]) sollen größere Teilchen von Kieselsäure und kieselsauren Salzen die kurzen blauen Lichtwellen absorbieren, die gelben und roten aber reflektieren, also das Wasser grün machen. Auch dies bedarf noch gründlicher Nachprüfung. Feinste Tonteilchen würden in ihrer kolloidalen Verteilung selbst für die Hochsee trübend, also das Blau zum Grün verschiebend wirken können, wie überhaupt diese kolloidalen Beimengungen des Seewassers als Übergangsform zu Lösungen zu denken sind und gleich diesen, wie in Süßwasserseen,

---

[1]) Imray, North Pacific Pilot, part I, London 1881, p. 123.
[2]) Naturw. Rundschau 1898, S. 226.

individuell variierende Färbungen veranlassen mögen. Zukünftigen Untersuchungen bleibt auf diesem Gebiete, namentlich in den Nebenmeer- und Schelfgewässern, noch manche Frucht zu pflücken übrig.

5. Übrige physikalische Eigenschaften des Meerwassers.

Unter den sonst noch für die Ozeanographie bedeutsamen allgemeinen Eigenschaften des Seewassers steht das Verhalten gegen die Wärme in Bezug auf Wärmekapazität und -leitung voran, sodann kommen noch Oberflächenspannung, innere Reibung, Zusammendrückbarkeit, sowie elektrische Leitfähigkeit und Radioaktivität in Betracht.

1. Die Wärmekapazität und Wärmeleitung. — Man bezeichnet die Wärmemenge, die erforderlich ist, um die Temperatur eines Gramms Wasser um 1° zu steigern, als eine kleine Kalorie oder Grammkalorie. Die moderne Physik verschärft den Begriff noch weiter dahin, daß die Temperatur mit dem Gasthermometer gemessen werden und die Temperaturerhöhung von 14½° auf 15½° gemeint sein soll. Die sonst wohl auch gebräuchliche große oder Kilogrammkalorie ist das 1000fache dieser kleinen oder Grammkalorie. Als Wärmekapazität oder spezifische Wärme irgend einer Substanz bezeichnet man die Zahl Grammkalorien, die erforderlich sind, die Temperatur eines Gramms dieser Substanz von 14½° auf 15½° zu erhöhen. Hierbei wird also die spezifische Wärme des reinen Wassers bei 15° als Einheit genommen. Es ist sehr früh erkannt worden, daß die Salzlösungen eine kleinere Wärmekapazität haben, als das reine Wasser, und bald auch bemerkt, daß sie kleiner ist, als die Summe der Wärmekapazitäten des Wassers und des in Lösung gegangenen festen Salzes. Für das Seewasser besitzen wir eine Reihe von experimentellen Bestimmungen der Wärmekapazität, die Thoulet und Chevallier[1]) ausgeführt haben, wobei sie Seewasser aus dem Ärmelkanal durch Verdunnen oder vorsichtiges Eindampfen auf verschiedene Konzentrationen brachten und für diese das spezifische Gewicht $S^{17.5}_{17.5}$ bestimmten. Zur Messung der Wärmekapazität diente ein von Berthelot angegebenes Verfahren. Indem ich aus den spezifischen Gewichten den Salzgehalt nach Knudsens Tabellen einführte und graphisch interpolierte, erhielt ich folgende, aber nicht für 15°, sondern für 17.5° gültige Werte:

Salzgehalt:	0	5	10	15	20	25	30	35	40 Prom.
Wärmekapazität:	1.000	0.982	0.968	0.958	0.951	0.945	0.939	0.932	0.926

Auch die Wärmekapazität des Seewassers ist kleiner, als sie aus den Anteilen der gelösten Salze zu erwarten ist. Die spezifische Wärme des kristallinischen Chlornatriums[2]) ist = 0.213, des Chlormagnesiums = 0.191, des Magnesiumsulfats = 0.225, des Calciumsulfats = 0.175, des Kaliumsulfats = 0.196, des Calciumkarbonats = 0.203, woraus sich den relativen Mengen entsprechend ein Durchschnitt von 0.209 berechnet und für eine Konzentration von 35 Promille 0.972 ergäbe, während 0.932 aus Thoulets

[1]) Comptes Rendus Acad. Paris 1889, t. 108, p. 794.

[2]) Für diese wie ähnliche Angaben des Folgenden sei ein für allemal auf Landolt-Börnsteins Tabellen verwiesen.

Messungen hervorging. — Die spezifische Wärme des reinen Wassers ist zwischen 15° und 20° wenig verschieden, ändert sich aber sonst mit der Temperatur, indem sie mit deren Erniedrigung steigt: wenn sie (nach Barnes) bei 17.5° = 0.9993 ist, beträgt sie bei 0° = 1.0091, bei 30° aber 0.9973. Doch ist das genaue Maß dieser Änderung noch keineswegs scharf bestimmt; für Seewasser ist es ganz unbekannt.

Ebenso fehlt es noch an Messungen des thermischen Leitvermögens für Seewasser, so daß wir einstweilen darauf angewiesen sind, es in erster Annäherung nach der von H. F. Weber aufgestellten Regel zu berechnen, wonach sich die Wärmeleitvermögen zweier Substanzen verhalten, wie die Wärmekapazitäten gleicher Volumina[1]). Die letzteren erhält man für Seewasser aus dem spezifischen Gewicht. Bezeichnen wir die Wärmekapazitäten des destillierten und Seewassers mit C_d und C_s, die spezifischen Gewichte mit ρ_d und ρ_s, und die Wärmeleitvermögen mit K_d und K_s, alles für die Temperatur = 17.5°, so ergibt sich nach H. F. Weber: $K_s = K_d \cdot C_s \cdot \rho_s / C_d \cdot \rho_d$. Hiernach rechnend erhalten wir folgende kleine Tabelle des thermischen Leitvermögens in Einheiten der sechsten Dezimale (*CGS*):

Salzgehalt:	0	10	20	30	35	40 Prom.
Therm. Leitvermögen:	1400	1367	1353	1346	1341	1337

Auch dieses Leitvermögen ändert sich mit der Temperatur nach der Beziehung $K_t = K_o\ (1 + \alpha t)$, wo für destilliertes Wasser $\alpha = -0.0055$ (nach Lees) ist und auch angenähert wohl für Seewasser zutreffen dürfte. Für ozeanisches Wasser ist also das Wärmeleitvermögen 95.8 Prozent des für das reine Wasser geltenden; 35 Promille Salz vermindern es um 4.2 Prozent. Diese Einwirkung der Salze erscheint größer, als sie im Verhältnis zu den gelösten Stoffen zu erwarten wäre. Nach G. Jägers Messungen würde das Chlornatrium allein das Leitvermögen proportional nur um 0.69, das Chlormagnesium um 0.19, das Magnesiumsulfat um 0.02, diese drei Hauptkomponenten des Seesalzes also zusammen nur um 0.9 Prozent erniedrigen. Doch scheinen die für solche Rechnungen vorliegenden Daten zur Zeit noch recht unvollkommen.

Die räumliche Verteilung der Temperaturen im Ozean wird einer besonderen Untersuchung vorbehalten (s. Abschnitt III dieses Kapitels).

2. Die Oberflächenspannung. — Die Kenntnis der Oberflächenspannung des Seewassers ist für die Ozeanographie aus doppelter Veranlassung notwendig. Zunächst bedarf sie ihrer, um die aräometrischen Methoden bei der Bestimmung des spezifischen Gewichts des Seewassers richtig zu handhaben, da die Einstellung des Aräometers von der Größe der sogenannten Kapillarwelle abhängt, und diese wieder von der Oberflächenspannung; sodann um die Ausbildung der kleinsten Wellen auf der Meeresfläche zu verstehen. Die Oberflächenspannung ist eine allgemeine Eigenschaft aller Flüssigkeiten: sie verdeutlicht das Bestreben, die Ausdehnung der Oberflächenschicht auf ein Minimum zu bringen und setzt den Versuchen, diese Schicht vertikal auszudehnen oder sie von außen oder

[1]) Vergl. darüber Ostwald, Allgem. Chemie I, 604.

innen zu durchbrechen, einen Widerstand entgegen, wie wenn ein elastisches Häutchen die ganze Oberfläche bildete. Wasser und alle wäßrigen Lösungen wirken benetzend auf Glas. So wird der zylindrische Stengel des Glasaräometers, der aus der Wasseroberfläche hervorragt, von einer ringförmigen Kegelwelle umschlossen, deren Gewicht sich an das Aräometer anhängt und sich bestrebt, das Aräometer wieder unter die Wasseroberfläche hinunter zu ziehen. Man hat also diese Kapillarwelle als ein dem Aräometer hinzugefügtes Extragewicht zu betrachten (S. 231). Die Oberflächenspannung wird deshalb in Gewichtseinheiten ausgedrückt: die sogenannte Kapillarkonstante ist das entlang der Einheit der Benetzungslinie an einer Wand gehobene Gewicht der Flüssigkeit in mg pro mm oder in absolutem Maße (als Dynen) dieselbe Größe multipliziert mit 9.81. Die Kenntnis der Kapillarkonstante des reinen Wassers befindet sich wegen der großen entgegenstehenden experimentellen Schwierigkeiten keineswegs in einem befriedigenden Zustande, indem G. Quincke sie für 20° auf 80.98, Brunner 73.51, Volkmann 72.65 und Eötvös 71.93 Dynen angeben. Die Konstante verändert sich mit der Temperatur nach G. Jäger gemäß der Formel $\alpha_t = 77.09 - 0.1788\, t$. In wäßrigen Salzlösungen wächst sie im allgemeinen einfach proportional der Konzentration. Für Seewasser habe ich selbst[1]) nach der von G. Jäger angegebenen Methode der Luftblasen aus Kapillarröhren Beobachtungen ausgeführt, indem ich die Steigerung der Oberflächenspannung gegen die des destillierten Wassers von gleicher Temperatur bestimmte. Den Beobachtungen genügt eine Gleichung $\alpha = 77.09 - 0.1788\, t + 0.0221\, s$, wo t die Temperatur und s den Salzgehalt in Promille bedeutet. Für eine Temperatur von 0° ist demnach die Oberflächenspannung in Dynen:

Salzgehalt in Promille	0	5	10	15	20	25	30	35	40
Oberflächenspannung = 77.00 +	0.09	0.20	0.31	0.42	0.53	0.64	0.75	0.86	0.97

Der Zuwachs ist also scheinbar nur gering, immerhin macht er sich bei den Gewichten der Kapillarwellen an Aräometern fühlbar. Diese Gewichte erhält man, wenn r der Radius des Aräometerstengels ist, aus der Gleichung $\gamma = 2r\pi\alpha\, 9.81$ in Milligramm. Für eine Stengeldicke von $2r = 3$ mm sind die Wellengewichte für destilliertes und ozeanisches Wasser = 71.0 und 71.9 mg, für $2r = 4$ mm aber 94.7 und 95.8 mg, beide Male für eine Temperatur von 17.5°. Auf alle Fälle sieht man, wie beträchtlich das absolute Gewicht der kleinen Kapillarwelle ist und daß bei mangelhafter Benetzung des Glasstengels (z. B. durch Fettteilchen) nur ein Bruchteil des Gewichts zur Entfaltung kommen und das Gesamtgewicht des Aräometers um 20 bis 50 mg kleiner machen kann, als für die Eichung gemeint war.

3. Die innere Reibung des Seewassers, auch Zähigkeit oder Viskosität genannt, beansprucht ebenfalls in der Ozeanographie eine gewisse Bedeutung, da die von Zöppritz aufgestellte Trifttheorie der Meeresströmungen eine Fortpflanzung der oberflächlichen Windimpulse nach der Tiefe hin mit Hilfe der inneren Reibung fordert, sodann auch die Biologen

---

[1]) Wiss. Meeresunters. der Kieler Komm. 1900, Bd. 5, Heft 2.

mit ihr die Schwebevorgänge der Planktonorganismen in Zusammenhang bringen. Beobachtungen an Salzlösungen ließen erwarten, daß die Zähigkeit des Seewassers etwas gegen die des reinen Wassers erhöht wird. Das ist durch eine von E. Ruppin ausgeführte und von mir diskutierte Reihe von Beobachtungen bestätigt worden[1]). Die Bestimmungen waren auch in diesem Falle relative und erfolgten nach der von W. Ostwald entwickelten Methode, wobei die Durchflußzeiten gleicher Volumina destillierten und Seewassers mit der Uhr beobachtet werden. Der Koeffizient der inneren Reibung ist gleich derjenigen Kraft, die erforderlich ist, zwei Schichten von der Größe der Flächeneinheit in der Zeiteinheit um ebensoviel aneinander zu verschieben, als ihre Entfernung beträgt. Leider ist auch die Kenntnis dieser Konstante für das reine Wasser und 0° in absolutem Maße noch unsicher; die Tabellen zeigen hier Extreme zwischen 0.01887 (Arrhenius) und 0.01751 (Stephan) und ergeben als wahrscheinlichsten

Relativzahlen der inneren Reibung des Seewassers.

Temp.	Salzgehalt in Promille:								
	0	5	10	15	20	25	30	35	40
	$z =$	$z =$	$z =$	$z =$	$z =$	$z =$	$z =$	$z =$	$z =$
0°	100.0	100.9	101.7	102.5	103.2	103.9	104.5	105.2	105.9
1°	96.0	96.8	97.6	98.3	99.0	99.7	100.4	101.1	101.8
2°	92.6	93.5	94.3	95.1	95.9	96.6	97.3	98.0	98.7
3°	89.7	90.6	91.4	92.2	92.9	93.6	94.3	95.0	95.7
5°	84.7	85.5	86.3	87.0	87.7	88.4	89.1	89.8	90.5
10°	73.0	73.8	74.5	75.2	75.8	76.5	77.2	77.8	78.5
15°	63.6	64.3	64.9	65.6	66.2	66.9	67.5	68.2	68.8
20°	56.2	56.8	57.4	58.0	58.6	59.3	59.9	60.5	61.1
25°	49.9	50.4	51.0	51.6	52.1	52.7	53.3	53.9	54.5
30°	44.9	45.4	46.0	46.5	47.0	47.5	48.1	48.6	49.1

Wert 0.0180. In unserer Tabelle sind die Bestimmungen an Seewasser verschiedener Konzentration als Relativwerte gegeben, indem jene Konstante für destilliertes Wasser bei $0^{\circ} = 100$ gesetzt ist. Wie man sieht, ist der Einfluß der Temperatur sehr beträchtlich, indem tropische Wassertemperaturen genügen, um die innere Reibung auf den halben Betrag bei 0° herabzusetzen. Für das destillierte Wasser erfolgt die Änderung nach der hyperbolischen Formel $Z_t = z_0 : (1 + 0.0355\, t + 0.000\,175\, t^2)$, für ozeanisches von 35 Promille werden die Temperaturfaktoren etwas kleiner, indem der Nenner lautet $(1 + 0.0338\, t + 0.000\,167\, t^2)$. Da für die durch Kompression stärker verdichteten Tiefenschichten die innere Reibung stark wächst, habe ich noch eine Interpolationsformel aufgestellt, die die Abhängigkeit vom spezifischen Gewicht bei einer Temperatur von 0°, ausgedrückt durch σ_0, recht gut wiedergibt: $z_0 = 100.0 + 0.255\, \sigma_0 - 0.00574\, \sigma_0^2 + 0.000\,114\, \sigma_0^3$. — Änderungen der Reibungskonstante durch absorbierte Luft haben sich im Kieler Laboratorium nicht nachweisen lassen. E. Ruppin

[1]) Wiss. Meeresunters. der Kieler Komm. 1905, Bd. 9, S. 29.

hat versucht, die aus den verschiedenen gelösten Salzen zu erwartende Erhöhung der inneren Reibung des Wassers zu berechnen, und gezeigt, daß die resultierende Wirkung angenähert so groß ist, als man sie nach dem Mengenverhältnis der Hauptkomponenten erwarten darf.

Das Verhalten der inneren Reibung des Seewassers gegenüber gesteigertem Druck ist experimentell noch nicht untersucht. Das reine Wasser hat nach Röntgen und Warburg die auffällige Eigenschaft, seine Viskosität bei steigendem Druck zu vermindern und zwar ist diese Druckwirkung bei Temperaturen unweit des Gefrierpunkts am größten, wird bei wachsender Temperatur geringer und bei 32° ein Minimum, kehrt sich aber bei höheren Temperaturen in das Gegenteil um[1]). Bei starken Salzlösungen nimmt wieder die Viskosität mit steigendem Druck stetig zu (vielleicht einfach proportional der wachsenden Dichte); verdünnte Kochsalzlösungen verhalten sich dem reinen Wasser um so ähnlicher, je geringer die Konzentration. So dürfte auch beim Seewasser eine Abnahme der Viskosität in den großen Meerestiefen wegen der dort herrschenden niedrigen Temperatur sehr wahrscheinlich sein. Es wäre aus manchen Gründen erwünscht, auch das Seewasser daraufhin zu untersuchen, bei welcher Temperatur diese eigenartige Druckwirkung ein Minimum wird; vermutlich liegt sie tiefer als 30°.

Außer der im Innern der Flüssigkeiten bestehenden Viskosität unterscheiden manche Physiker[2]) noch eine Oberflächenzähigkeit, die aber von der Oberflächenspannung unabhängig ist. Gewöhnlich ist das Oberflächenhäutchen der Flüssigkeiten sehr viel zäher, als das Innere, und infolgedessen ist es schwer zu durchbrechen. Wenn eine Flüssigkeit, wie Seifenwasser, eine sehr kleine Oberflächenspannung, aber große Oberflächenzähigkeit hat, kann eine aus der Tiefe aufsteigende Luftblase die Oberfläche nicht durchbrechen, und steigen viele solche Blasen auf, so bilden sie einen Schaum. Reines Wasser hat eine viel stärkere Oberflächenspannung bei verhältnismäßig geringer Oberflächenzähigkeit: die darin aufsteigenden Luftblasen platzen daher an der Oberfläche, und beim Schütteln mit Luft bildet sich kein Schaum. Die im Seewasser gelösten Stoffe aber vermehren mit der Spannung auch die Zähigkeit der Oberfläche, daher schäumt Seewasser sehr viel leichter und stärker; der reine, ganz weiße Schaum ist für die Wellenkämme des Meeres durchaus charakteristisch. Ob die gelösten Salze allein diese Schaumbildung begünstigen, oder ob nach Natterer die geringen Mengen von Fetten aus zerstörtem Plankton es sind, die mit den Alkalien des Seewassers verseift werden, bedarf noch einer näheren Feststellung. Die Beobachtung an Süßwasserseen zeigt, daß deren Oberfläche ebenfalls leichter Schaum bildet und zwar solchen von gelblicher Farbe, was sowohl von unorganischen Beimengungen, wie auch von Huminsubstanzen herrühren kann. Auch gibt es sowohl auf Süßwasserseen wie auf dem Meere langbeinige Insekten aus der Familie der Hydrometriden (*Limnobates*, *Halobates*), die auf dem Oberflächenhäutchen zu laufen imstande sind, was ebenfalls ein Beweis für sehr große Oberflächenzähigkeit ist. Immerhin ist die Tatsache nicht

[1]) R. Cohen und L. Hauser in Wiedem. Annalen 1892, Bd. 45, S. 666; 1901, Bd. 5, S. 597.

[2]) A. Daniell, Principles of Physics, London 1884, p. 247.

zu übersehen, daß man beim Verlassen einer Flußmündung an der seewärts reichlicher werdenden Schaumbildung den Übergang in das Meerwasser recht deutlich wahrnimmt.

4. Die Zusammendrückbarkeit. Die Flüssigkeiten werden durch äußeren Druck nur in geringem Maße in ihrem Volum beeinflußt, so daß man lange Zeit überhaupt ihre Zusammendrückbarkeit bestritt. Erst Oersted fand 1827 durch eine geeignete Versuchsanordnung, daß die Volumänderung des Wassers durch den Druck einer Atmosphäre in Bruchteilen des Anfangsvolums = 0.000047 sei. Diese Größe bezeichnet man seitdem als Kompressionskoeffizienten $\varkappa$. Will man diesen Koeffizienten aber auf die Druckgröße nicht einer Atmosphäre, sondern einer Wassersäule von 1 m Höhe beziehen, so muß man ihn für das reine Wasser durch 10.333, bei ozeanischem Seewasser einfach durch 10 dividieren. Die sehr großen technischen Schwierigkeiten des Experimentierens auf diesem Gebiete haben viele hierher gehörige Fragen unklar gelassen. Die besten Arbeiten für das reine Wasser hat E. H. Amagat[1]) geliefert; er zeigte, daß dieser Koeffizient nicht konstant, sondern stark abhängig ist sowohl von der Temperatur wie vom Drucke selbst. Bei geringeren Drucken war $\varkappa$ in Einheiten der 7. Dezimale pro Atmosphäre Druckhöhe bei $0^0 = 511$, bei $50^0 = 449$; zwischen 1 und 25 Atmosphären beträgt für 0^0 $\varkappa$ im Mittel 525×10^{-7}; bei 900—1000 Atmosphären, einem Druck gleich dem in den größten Meerestiefen, aber nur noch 389×10^{-7}, also rund $^3/_4$ der anfänglichen Größe. Schneider und Röntgen haben gezeigt, daß der Koeffizient für Salzlösungen kleiner wird; eine Chlornatriumlösung von 35 Promille würde seine Größe auf 92 Prozent der für das reine Wasser geltenden vermindern. Für Seewasser wird gewöhnlich eine ältere Messung von Grassi herangezogen, die $\varkappa = 450 \times 10^{-7}$ ergab; leider bezieht sie sich auf ein künstliches Seewasser von einem spezifischen Gewicht $S^{17.5}_{17.5} = 1.0264$ oder etwa 34.5 Promille[2]). Auch eine neuere sehr sorgfältige Untersuchung von Tait[3]) ist darin unklar, daß der genaue Salzgehalt des oder der benutzten Seewasserproben nicht feststeht. Einmal gibt er das Verhältnis der Koeffizienten für reines und für Seewasser an, wie 100 : 92.5, wobei er Wasser aus dem Firth of Forth benutzte, ein zweites Mal aber für Wasser aus der Nordsee außerhalb der genannten Föhrde, also vermutlich für 34 Promille Salzgehalt 100 : 92.0. J. Y. Buchanan[4]) hat während der Challengerexpedition im Pazifischen Ozean mit einem Piezometer etwa 20 Versuche angestellt, die im Mittel einen Koeffizienten von 491×10^{-7} ergaben; vier Versuche in Tiefen zwischen 5000 und 5715 m lassen eine Abnahme auf 480×10^{-7} erkennen. Aimé fand in den Tiefen des Mittelmeers bei 12.6^0 und für 124 Atmosphären einen erheblich kleineren Wert $= 413 \times 10^{-7}$, der aber für einen Salzgehalt von 38 Promille gilt. Rud. Engelhardt hat in

[1]) Ann. de chimie et phys. 1893, Bd. 29. Für das Folgende vergl. Ostwald a. a. O. S. 793 f.; Thoulet, Océanographie statique 1891, p. 395 ff. ist sehr gut. Ferner Rud. Engelhardt, Untersuchungen über die Strömungen der Ostsee, Archiv d. Seewarte 1899, Nr. 5; Lud. Marini, Rivista Marittima Dec. 1905.

[2]) Ann. chim. phys. Paris 1848, Bd. 23, p. 467.

[3]) Chall. Reports, Physics a. Chem. II, p. 14.

[4]) Proc. R. S. London 1876, Nr. 172, p. 162; Trans. R. S. Edinburgh 1880, Bd. 29, p. 597.

einer ausführlichen Darstellung der Sachlage darauf hingewiesen, daß der Koeffizient für Seewasser durchweg um 0.2 Prozent kleiner zu sein scheint, als für Kochsalzlösungen gleicher Konzentration, die von Tait genau untersucht waren; er gibt für niedrige Drucke die Gleichung $\varkappa = (490 - 1.2\ s)\ 10^{-7}$, wo s den Salzgehalt in Promille bedeutet[1]). Folgende kleine Tabelle enthält außer den Koeffizienten (in Einheiten der 7. Dezimale) auch die Höhe der Wassersäule, die dem Druck einer Atmosphäre

Salzgehalt (Promille)	0	5	10	15	20	25	30	35	40
Druckkoeffizient $\varkappa \times 10^{-7}$	490	484	478	472	466	461	455	450	442
1 Atm. Wassersäule, 10 m +	0.333	.292	.252	.210	.170	.130	.090	.051	.012

bei den verschiedenen Salzgehalten entspricht; die Werte gelten für den Bereich von 0° bis 20° und 0 bis 10 Atmosphären und können nur auf angenäherte Richtigkeit Anspruch machen. Es ist nach Buchanans Beobachtungen in hohem Grade wahrscheinlich, daß eine dem reinen Wasser analoge Verminderung des Koeffizienten mit der Stärke des Drucks besteht, ebenso ein starker Einfluß der Temperatur. Die nachfolgende Tabelle (nach Amagat) bezieht sich auf das reine Wasser und soll die Änderungen verdeutlichen, die auch für das Seewasser zu erwarten sind. Die Werte geben relative Druckgrößen in Prozenten des Koeffizienten für 0° und 50 Atmosphären (513×10^{-7}).

Druckstufen in Atmosph.	Temperaturen						
	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°
0— 100	97.6	93.9	91.8	90.2	89.0	88.3	87.4
100— 200	93.7	90.4	88.0	86.3	84.4	83.5	82.7
200— 300	91.0	88.1	85.8	84.0	82.6	—	—
300— 400	88.7	85.7	83.8	81.9	—	—	—
400— 500	86.2	83.6	81.7	81.0	—	—	—
500— 600	83.9	81.3	79.7	—	—	—	—
600— 700	81.3	78.8	—	—	—	—	—
700— 800	79.0	77.1	—	—	—	—	—
800— 900	76.7	—	—	—	—	—	—
900—1000	74.3	—	—	—	—	—	—

Bei Anwendung dieser Druckkoeffizienten auf statische oder dynamische Rechnungen für die irdischen Meere ist nun auch noch den Änderungen Rechnung zu tragen, die die Beschleunigung der Schwere erleidet, einerseits mit der geographischen Breite, anderseits wenn wir uns von der Oberfläche in die Tiefen der Erde begeben. Bezeichnen wir die Beschleunigung der Schwere

[1]) Eine neue Experimentaluntersuchung von Walfrid Ekman im Zentrallaboratorium der internationalen Meeresforschung ist leider zur Zeit, wo diese Zeilen gedruckt werden, noch nicht abgeschlossen.

in der geographischen Breite von 45° und an der Erdoberfläche mit g_o (9.80632 m nach Helmert), in der Tiefe h m mit g_h, die geographische Breite mit φ, den Erdradius mit r (6371 km), die mittlere Dichte des Meeres mit d (1.04) und die der Erde mit D (5.52), sowie mit β und γ Konstanten (nach Helmert 0.002644 und 0.00007), so erhalten wir:

$$g_h = g_o\,(1 - \beta \cos 2\,\varphi + \gamma \cos^2 2\,\varphi) \left(1 + \frac{h}{r}\,(2\,\frac{d}{D})\right)$$

Der Ausdruck in der zweiten Klammer ist abgekürzt $= 1 + bh$ zu setzen, wo $b = 0.000\,000\,225$ wird. In 45° B. würde danach in einer Tiefe von $h = 9000$ m $g_h = 9.82620$, also um 19.88 mm größer sein als an der Oberfläche. Hierdurch muß die Zusammendrückung ein wenig verstärkt, der Druck der Wasserschichten auf ihre Unterlage und damit auch die Dichtigkeit des Wassers selbst entsprechend zunehmen. Die Drucke (in Atm.) berechnet man auf folgende Weise. Der Druck einer Wassersäule von der Dichte $S_{4^0}^{t^0}$ ist in 45° B. an der Erdoberfläche, wenn wir das spezifische Gewicht des Quecksilbers bei 0° $= 13.5956$ setzen

$$\frac{1}{760} \cdot \frac{S_4^t}{13\,.\,5956} = 0.096780\,.\,S_{4^0}^{t^0} = a\,.\,S_{4^0}^{t^0} \text{ (in Atmosphären).}$$

Da eine Atmosphäre $= 1.0333$ kg/cm², ist ihr Druck gleich dem einer Wassersäule von $10.333/S_{4^0}^{t^0}$ m, für ozeanisches Wasser, wo $S = 1.028$, also $= 10.05$ m oder rund 10 m. Will man absolute Maßeinheiten, so erhält man $980.6 \times 1\,033.3 = 1030\,000$ *cgs*-Einheiten, was man nicht so ohne weiteres auf 1 000 000 abrunden sollte, sobald es sich um genauere Rechnungen handelt. — Bei der Tiefe h ist der Druck nach einer von H. Mohn[1]) abgeleiteten Formel in Atmosphären:

$$p_h = a\,.\,S_m\,(1 - \beta \cos 2\,\varphi + \gamma \cos^2 2\,\varphi)\;(1 + \tfrac{1}{2}\,b\,h)\,.\,h/(1 - \tfrac{1}{2}\,\varkappa\,p)$$

worin a und b die soeben angegebenen Werte haben, $\varkappa$ den Kompressionskoeffizienten, S_m die mittlere Dichte der Wassersäule von der Oberfläche bis in h m Tiefe bedeutet. Da die unbekannte p in dieser eigentlich quadratischen Gleichung auch im Nenner vorkommt, rechnet man am besten durch schrittweise Annäherung, wobei man das erste Mal den Nenner $= 1$ setzt. Einen anderen Ausdruck für dieselbe Druckberechnung hat R. Rühlmann[2]) abgeleitet:

$$p_h = \frac{1}{\varkappa} \text{ Log nat } 1 : \left\{1 - \varkappa\,.\,a\,.\,g_o\,.\,S_m\,(1 - \beta \cos 2\,\varphi \text{ etc.}) \left(1 + \frac{1}{2}\,b\,h\right) h\right\}$$

Nach L. Marini gibt diese Formel nur unwesentlich von der Mohnschen abweichende Werte; die letztere ist sicher bequemer und deshalb fast allein gebräuchlich. — Um zu zeigen, wie hiernach die Drucke mit der Tiefe wachsen, habe ich unter der nur angenähert richtigen Voraussetzung, daß überall im Meere $S_m = 1.0281$ sei und $\varkappa$ den Wert 450×10^{-7} beibehalte, die in der Tabelle S. 288 zusammengestellten Werte erhalten.

Die hier durchgeführte Rechnung nach Atmosphären ist letzthin namentlich von skandinavischen Physikern ersetzt worden durch Einführung des absoluten Maßsystems. Als Krafteinheit gilt hier die sogenannte Dyne, d. h. die Kraft, die einer Masse $= 1$ Gramm in der Sekunde einen Geschwindigkeitszuwachs von 1 cm p. S. erteilt. Hieraus gestaltet V. Bjerknes als neue Druck-

[1]) Norske Nordhavs Exp. p. 144.
[2]) Poggend. Ann. 1878, Bd. 5, S. 560 f.

einheit die Dyne pro Quadratzentimeter Fläche, und zwar wird das Millionenfache dieser Einheit oder die Megadyne pro Quadratzentimeter der Druckeinheit einer Atmosphäre sehr nahe gleich: diese neue *C-G-S*-Druckeinheit nennt Bjerknes ein Bar und teilt sie in Dezi-, Zenti- und Millibar. Im Meerwasser bildet der Dezibar eine passende praktische Druckeinheit, weil der Druck sehr nahe um einen Dezibar für jeden Meter Tiefe zunimmt. J. W. Sandström und B. Helland-Hansen[1]) setzen die Drucke infolgedessen direkt proportional den Metern Tiefe. Daß dies nicht ganz richtig ist, zeigt folgende kleine von Marini berechnete Tabelle (für $S_m = 1.0275$).

Tiefe (m)	Drucke in Dezibar (10^5 C.G.S. Einh.)		
	nach Sandstr. u. H. Hansen	nach Mohn	Rühlmann
500	500.000	504.270	504.309
1000	1 000.000	1 009.902	1 009.887
5000	5 000.000	5 097.810	5 097.350

Vom ozeanographischen Standpunkt ist nun wichtiger, als die Kenntnis der Drucke, die Zunahme der Dichte des Seewassers mit der Tiefe infolge seiner Zusammendrückung. Man findet die Dichtigkeit S_h in der Tiefe h aus der hyperbolischen Gleichung: $S_h = S_o : (1 - \varkappa\, p_h)$, wofür man ebenfalls in der Tabelle S. 288 die zugehörigen Werte findet. Um später, sobald ein etwas genauerer Wert für S_o, als der angenommene von 1.0281, zur Verfügung stehen wird, die Dichtegrößen auf diesen zurückführen zu können, ist in der letzten Kolumne die Differenz $S_h - S_o$ aufgeführt. Die Tabelle führt uns die Größe eines häufig begangenen Fehlers vor Augen, wenn man das Gesamtgewicht des Meeres und der gelösten Salzmasse nach der Dichte der Oberfläche oder eines Mittels S_m ohne Rücksicht auf die Zusammendrückung berechnet (vgl. S. 149, 227). Wenn das Seewasser ganz ohne Kompressibilität wäre oder diese ihm plötzlich genommen würde, so können wir nunmehr berechnen, um wieviel dadurch sein Volum zunehmen müßte. Setzen wir als mittlere Tiefe des Meeres 3680 m, so wird in der halben Tiefe von 1840 angenähert die mittlere Dichte zu finden sein und nach der Tabelle 1.03669 betragen. Nehmen wir diesen Wert einmal als genau an, so wird sich das nicht komprimierte Volum zum tatsächlich vorhandenen verhalten, wie 1.03669 zu 1.02810; das würde für ein Gesamtvolum des Ozeans von 1330 Millionen cbkm 11 Millionen mehr geben, und wenn wir den Überschuß auf eine Meeresfläche von 361 Millionen qkm verteilten, eine Wasserschicht von 30 m Höhe ausmachen. Dächte man sich also den Ozean plötzlich von seinem eigenen Druck befreit, so würden diese überquellenden 11 Millionen cbkm große Tieflandflächen der Kontinente unter Wasser setzen und die meisten Seestädte überfluten. 11 Millionen cbkm sind nach unserer Übersicht auf S. 144 mehr als alle Randmeere der Erde zusammen erfüllen und als das Australasiatische oder Amerikanische Mittelmeer in sich schließen.

[1]) Report on Norwegian Fishery and Marine Investigations, vol. II, 1902, Nr. 4.

Tiefe m	Druck der Wassersäule in Atmosphären	in kg p. qcm	Dichtigkeit in der Tiefe	Korrektion 1.02 810 + :
100	9.95	10.28	1,028·56	0,000·46
200	19.91	20.57	29·02	0·92
300	29.87	30.86	29·49	1·39
400	39.84	41.16	29·95	1·85
500	49.81	51.45	30·41	2·31
600	59.78	61.69	30·87	2·77
700	69.77	72.08	31·33	3·23
800	79.75	82.39	31·80	3·70
900	89.74	92.71	32·27	4·17
1 000	99.74	103.06	32·74	4·64
1 500	149.81	154.76	35·08	6·98
2 000	199.94	206.60	37·47	9·37
2 500	250.24	258.50	39·85	11·75
3 000	300.63	310.65	42·22	14·12
3 500	351.16	362.85	44·61	16·51
4 000	401.90	415.29	47·04	18·94
4 500	452.65	467.72	49·49	21·39
5 000	503.48	520.25	51·95	23·85
6 000	605.70	625.88	56·94	28·84
7 000	708.60	732.20	61·96	33·86
8 000	811.75	838.80	67·13	39·03
9 000	915.45	945.95	72·33	44·23
10 000	1 019.25	1 053.20	77·58	49·48

Die Bedeutung dieses Kompressionskoeffizienten für die Technik der Meeresforschung erhellt aus dem Gebrauche der manometrischen oder pneumatischen Tieflote (S. 80). Anderseits aber tritt die Zusammendrückung in engste Beziehungen zu den a k u s t i s c h e n E i g e n s c h a f t e n des Seewassers, die gerade in der neuesten Zeit besondere praktische Wichtigkeit erlangen, wo man zur Sicherung der Seeschifffahrt bei unsichtigem Wetter die Unterwassersignale auszubilden bestrebt ist.

Schallwellen sind longitudinale Wellen, wo örtliche Zusammendrückungen und Dehnungen der Wasserteilchen aufeinander folgen. Bei der geringen Kompressibilität des Wassers müssen die Schallwellen kurz werden, aber sehr rasch fortschreiten. Nachdem schon Laplace (1816) die Schallgeschwindigkeit im Wasser aus der Zusammendrückung abzuleiten gelehrt hatte, ist später G. Wertheim[1]) sogar umgekehrt im stande gewesen, aus der Fortpflanzung des Schalls den Kompressionskoeffizienten ziemlich zutreffend zu messen. In einer Flüssigkeit von der Dichte $= d$ und dem Kompressionskoeffizienten $\varkappa$ ist die Schallgeschwindigkeit $v = \sqrt{a : \varkappa d}$, wo a eine Konstante ist, die sich aus dem Produkt der örtlichen Beschleunigung der Schwere und dem Gewicht einer Quecksilbersäule von 0.76 m Höhe, also $9.81 + 0{,}76 + 13.596 = 101.32$ bestimmt. Wertheim fand an einem künstlichen, von Grassi hergestellten Seewasser (wobei $d = 1.0264$) eine Schallgeschwindigkeit von 1454 m. p. S. Aus der

[1]) Ann. chim. phys. 1848, Bd. 23, p. 473.

Laplaceschen Formel berechnet sich für ozeanisches Wasser von tropischer Temperatur von 25°, also $d = 1.0244$ und $\varkappa = 450 \times 10^{-7}$ eine Schallgeschwindigkeit von 1482.6 m, für Ostseewasser von 8 Promille Salz und 10° Temperatur, also $d = 1.0061$ und $\varkappa = 480 \times 10^{-7}$ von 1448.5 m. p. S. Dagegen wäre für reines Wasser von 10°, also $d = 0.99973$ und $\varkappa = 500 \times 10^{-7}$ $v = 1423.8$ m. p. S. Diese Zunahme der Schallgeschwindigkeit teilt das Meerwasser mit den übrigen Salzlösungen. — Die eben erhaltenen Unterschiede sind so beträchtlich, daß sie bei einer zweckmäßigen Versuchsanordnung in der Natur zu messen sein müssen, woraus folgt, daß man auf diesem akustischen Wege auch wieder den Kompressionskoeffizienten für verschiedene Salzgehalte wenigstens bei niedrigen Drucken bestimmen sollte. In unseren Nebenmeeren sind dazu geeignete homogene Deckschichten im Frühjahr oder Herbst zur Verfügung.

Diese leichte Fortpflanzung des Schalls im Meerwasser, die 4½mal rascher als in der Luft erfolgt, hat auch eine gewisse biologische Bedeutung[1]). Im bemerkenswerten Gegensatze zu der geringen optischen Dichte des Seewassers ist seine akustische Dichte für die Sinneswahrnehmung günstiger, und es wäre zu verwundern, wenn die Natur diese Gunst nicht zum Vorteil der Seetiere ausnützte, deren Augen nicht weit reichen. Die Gehörorgane der Wassertiere können einfacher sein, als die der landbewohnenden, denn die Schallwellen gelangen unmittelbar durch das Wasser an die Gehörnerven, während bei den Landtieren ein komplizierter Apparat nötig ist, um die Luftschwingungen an die Gehörflüssigkeit zu vermitteln. Anneliden, Kruster, Cephalopoden und Fische besitzen Otolithen, Wale und Schildkröten Trommelfell und Gehörknöchelchen, wenn auch in kräftiger Ausführung; alle sind schon gegen schwache Geräusche von großer Empfindlichkeit. Die Fischer wissen sehr genau, daß sie bei Ausübung ihres Berufs sich großer Stille befleißigen müssen. V. Hensen hat mit Recht auch darauf hingewiesen, daß die sprichwörtliche Stummheit der Fische denn doch nicht ohne Ausnahmen ist. Man kennt etwa 80 musizierende Arten, die zischen, schnurren, knurren, knarren, grunzen, trommeln, pfeifen und andere Töne von sich geben; auch Wasserwanzen vermögen zirpende Locktöne zu erzeugen. Niemand wird bestreiten, daß die Tiere diese Töne selbst hören. Größere und einzeln lebende Seetiere werden dem geräuschvoll durch das Wasser drängenden Dampfschiffe schon auf große Entfernung ausweichen. Hörte doch Colladon bei seinen akustischen Experimenten im Genfersee durch das Wasser das Rasseln einer Ankerkette in einem Abstand von 3 bis 4 km noch deutlich. Die scheinbare Armut der Hochsee an großen Seetieren, wie den geheimnisvollen Kraken, erklärt sich vielleicht so sehr einfach als eine Täuschung des Menschen durch diese flüchtigen feinhörigen Tiere. Die herdenweise auftretenden Fische pflegen selbst so viel Geräusch zu machen, wie beispielsweise die fliegenden Fische, daß sie auch auf der Hochsee leicht und häufig vom herannahenden Schiffe aufgescheucht werden, oder wie die Heringscharen der kälteren Meere leichter den Netzen des Fischers verfallen können.

5. Die elektrische Leitfähigkeit. — Wie bei früheren Gelegenheiten bemerkt (S. 242), befindet sich das Seewasser als verdünnte

[1]) Regnard a. a. O. S. 492. Hensen in Pflügers Archiv f. Physiol. Bd. 74, Bonn 1899, S. 35; Literaturübersicht bei Tullberg in Svenska Vet. Akad. Handlingar Bd. 28, IV, Nr. 15. Daß es Zoologen gibt, die trotzdem die Fische für taub und die Otolithen nur für Gleichgewichtsorgane halten, ist mir natürlich nicht unbekannt. — Über Unterwassersignale vergl. Ann. d. Hydr. 1907, S. 9.

Salzlösung in einem Zustande starker Dissoziation, wobei die gelösten Salze großenteils in ihre Ionen getrennt sind. Als Elektrolyte leiten sie den galvanischen Strom, und zwar wandert die positive Elektrizität mit den metallähnlichen Radikalen (*Na*, *K*, *Mg*, *Ca*) und die negative mit den Halogenen (*Cl*, *Br*) und Säureradikalen (SO_4, CO_3). Die Fähigkeit, den Strom zu leiten, wird mit dem wachsenden Salzgehalt zunehmen, denn um so zahlreichere Ionen stehen als Stromträger bereit. Gustav Karsten[1]) hat darauf die Vermutung gegründet, daß es möglich sein werde, aus der elektrischen Leitfähigkeit den Salzgehalt des Seewassers zu bestimmen, doch sind die auf seine Veranlassung von Leonhard Weber begonnenen Versuche nicht über die Anfangsstadien hinausgekommen. Ein von Hercules Tornöe vorgeschlagenes Verfahren ist von ihm selbst als unbequem für die Berechnung bezeichnet worden[2]). Später hat Martin Knudsen[3]) eine Anordnung angegeben, um aus der Leitfähigkeit sowohl Temperatur als Salzgehalt des Meerwassers von Bord aus zu bestimmen. Sein Apparat ist bei ruhigem Wetter und stromlosem Wasser für mäßige Tiefen vollkommen brauchbar; bei bewegter See und kräftiger Strömung treiben die unentbehrlichen in das Wasser versenkten Kabel stark ab, da sie einen zu großen Umfang haben, und dadurch wird die Beurteilung der erreichten Meerestiefe ganz unsicher. Knudsen vermochte aber in den dänischen Gewässern die später zu erwähnenden Sprungschichten der Temperatur und des Salzgehalts auf diese Weise sehr gut zu ermitteln; er hat aber keine absoluten Werte für die Leitfähigkeit gegeben. Ich habe darum durch Dr. E. Ruppin eine Reihe solcher absoluten Bestimmungen an 7 Proben von Seewasser verschiedenen Salzgehalts ausführen lassen. Die Messungen mit der von W. Ostwald ausgebildeten Brücke und einem Telephon wurden bei den Temperaturen von 0°, 15° und 25° ausgeführt und lassen sich, in reziproken Ohm ausgedrückt, als Funktion des Salzgehalts S in Promille durch folgende von Ruppin aufgestellte Interpolationsformeln wiedergeben:

$$
\begin{aligned}
L_{0^0} &= 0.000\,978\, S - 0.000\,00\,596\, S^2 + 0.000\,000\,0547\, S^3,\\
L_{15^0} &= 0.001\,465\, S - 0.000\,00\,978\, S^2 + 0.000\,000\,0876\, S^3,\\
L_{25^0} &= 0.001\,823\, S - 0.000\,01\,276\, S^2 + 0.000\,000\,1177\, S^3.
\end{aligned}
$$

Daß hierbei die Leitfähigkeit des salzfreien Wassers als Null angenommen ist, bedeutet zwar einen prinzipiellen Fehler, macht aber praktisch gar nichts aus, denn die Leitfähigkeit des reinen Wassers beträgt weniger als 0.000 002. — Die Genauigkeit, mit der hiernach der Salzgehalt aus der Leitfähigkeit zu berechnen wäre, gleicht der mit Aräometern an Bord zu erzielenden, wird aber von der Methode der Chlortitrierung wesentlich überboten. Die Abhängigkeit von der Temperatur ist, wie die homologen Koeffizienten der obigen Formeln zeigen, recht bedeutend.

---

[1]) Wissensch. Meeresunters. der Kieler Komm. 1897, Bd. 1, S. 174.

[2]) Doch hat Nansen es angewendet. Oceanogr. of the North Polar Basin p. 197 f.

[3]) Beretning fra Kommiss. for Vidensk. Undersög. af de Danske Farvande II, 1900, Heft 3. — Ältere Formen sogen. elektrischer Thermometer haben Siemens (Mechanics Magazine 21. Mai 1869), Eschenhagen in Zeitschr. f. Instrum. 1894, S. 398 und Whipple in Geogr. Journal 1896, Bd. 8, S. 76 vorgeschlagen. Vergl. auch G. Schott, Ann. d. Hydr. 1901, S. 167.

Elektrische Leitfähigkeit (in reziproken Ohm).

Temp.	Salzgehalt in Promille							
	5	10	15	20	25	30	35	40
0	0.0048	0.0092	0.0135	0.0176	0.0216	0.0254	0.0293	0.0331
5	0.0055	0.0107	0.0156	0.0203	0.0248	0.0292	0.0335	0.0378
10	0.0063	0.0122	0.0178	0.0231	0.0283	0.0332	0.0382	0.0430
15	0.0071	0.0138	0.0201	0.0261	0.0319	0.0375	0.0431	0.0486
20	0.0079	0.0154	0.0225	0.0292	0.0357	0.0420	0.0482	0.0543
25	0.0088	0.0171	0.0249	0.0323	0.0394	0.0464	0.0532	0.0601
30	0.0097	0.0187	0.0273	0.0354	0.0433	0.0510	0.0585	0.0660

Knudsen hat sie näher untersucht und gefunden, daß, wenn wir die Leitfähigkeit für 15° (L_{15}) zu Grunde legen, sie sich mit der Temperatur nach der Gleichung ändert: $\log L_t = \log L_{15} + \varepsilon\,(t^0 - 15^0)$. Den Temperaturkoeffizienten ε finden Knudsen und Ruppin übereinstimmend nur wenig vom Salzgehalt beeinflußt. Setzen wir ε nach Ruppin für 0° = 0.01135, für 25° = 0.00928, also für jeden Grad abnehmend um 0.000 0832, so können wir die Leitfähigkeit für jede Temperatur berechnen, wie ich das in der obenstehenden Tabelle für Stufen von 5° und 5 Pro mille ausgeführt habe; zwischenliegende Werte sind mit genügender Genauigkeit durch lineare Interpolation zu entnehmen[1]).

6. Zum Schlusse sei auch noch das Verhalten des Seewassers in Bezug auf Radioaktivität kurz berührt. Auf den deutschen Terminfahrten durch die Ostsee ist zweimal im November 1903 und Februar 1904 in der Danziger Bucht Bodenwasser aus 100 m Tiefe geschöpft und in geeigneter Form konserviert zwei Tage später dem physikalischen Institut der Universität Kiel zur Prüfung übergeben worden: es war darin beidemal keinerlei Radioaktivität nachweisbar und Leonhard Weber äußerte sich dahin, daß wenn sie überhaupt vorhanden, jedenfalls viel zu schwach sei, um sich nach zwei Tagen noch nachweisen zu lassen. Damit steht in Übereinstimmung, wenn R. J. Strutt[2]) auch im eingedampften Seesalz nur sehr geringe Mengen von Radium auffinden konnte. Während in einem Gramm Sedimentärgestein bis zu 5.84×10^{-12} g Radium (so in Oolithen) vorkommen, fand er in Seesalz, in übrigens nur angenäherter Bestimmung, nur 0.25×10^{-12} g, was noch nicht einmal $^1/_3$ des im Leitungswasser von Cambridge vorhandenen Radiums bedeutet.

---

[1]) Man kann die Leitfähigkeit des Seewassers verschiedener Konzentrationen auch dazu benutzen, um den Dissoziationsgrad der einzelnen Komponenten danach zu berechnen, wie wir das S. 242 mit Hilfe der Gefrierpunktserniedrigung bereits ausgeführt haben; die Handbücher der physikalischen Chemie geben die erforderliche Anleitung dazu. Vergl. Nernst, Theoret. Chemie S. 505.

[2]) Proc. R. Soc. London 1906, Bd. 78 A. p. 151 f.

6. Die Gase des Meerwassers.

Es ist eine allgemeine Eigenschaft der Flüssigkeiten, Gase, die mit ihnen in Berührung kommen, in sich aufzunehmen, oder, wie man sagt, zu absorbieren; man hat dann eine Gaslösung in Flüssigkeit. Die moderne physikalische Chemie unterscheidet zwei Arten solcher Gaslösungen: solche, die sich durch eine Verminderung des äußeren Drucks oder eine Erhöhung der Temperatur von dem Gase wieder befreien lassen, und solche, bei denen dies nicht der Fall ist und sich der Lösungsvorgang nicht auf eine bloße physikalische Absorption beschränkt, sondern wo alsbald chemische Bindungen eintreten, die das aufgenommene Gas festhalten. Beide Formen der Lösung finden auf das Meerwasser Anwendung, indem die atmosphärischen Gase Sauerstoff und Stickstoff (nebst Argon) nach Art der ersten Gattung physikalisch absorbiert werden, während dagegen die Kohlensäure teilweise eine innigere Vereinigung eingeht, die der zweiten Gattung von Gaslösungen entspricht.

Für die einfache physikalische Absorption gelten die von Henry (1803) und Dalton (1807) aufgestellten und von Bunsen (1855) als richtig erwiesenen Gesetze. Die von einer gegebenen Flüssigkeitsmenge absorbierte Gasmenge ist hiernach proportional dem Drucke des Gases, oder, da die Volume der Gase sich umgekehrt wie die Drucke verhalten, die Flüssigkeitsmenge absorbiert bei jedem Druck das gleiche Volum des Gases. Treten mehrere Gase zugleich in Berührung mit der Flüssigkeit, so wird jedes einzelne Gas seinem Partialdruck gemäß absorbiert, so als wenn die anderen Gase nicht vorhanden wären. Der Lösungsvorgang selbst beruht auf Diffusion, erfordert also Zeit, um die Gasteilchen sich so durch das Innere der Flüssigkeit verteilen zu lassen, bis die Tension des Gases innerhalb der Flüssigkeit gleich der Tension im Gasraum außerhalb geworden, also Sättigung eingetreten ist. Bei Erhöhung der Temperatur oder Verminderung des äußeren Drucks tritt Gas aus der Flüssigkeit aus. Deshalb hat man alle Messungen der gelösten Gase auf die Normaltemperatur $= 0^{\circ}$ und den normalen Luftdruck von 760 mm zu beziehen. Man drückt die absorbierten Gasmengen gewöhnlich in Volumeinheiten aus (in cc für ein Liter Flüssigkeit), da die gelösten Gasgewichte nur klein sind. Die verschiedenen Gase werden von den Flüssigkeiten in verschiedenen Mengen gelöst, und man bezeichnet als Absorptionskoeffizienten (nach Bunsen) das von der Einheit des Flüssigkeitsvolums bei einer gegebenen Temperatur unter Normaldruck absorbierte Gasvolum, dieses auf 0° und 760 mm reduziert gedacht. Wie verschieden diese Absorptionskoeffizienten für die atmosphärischen Gase in reinem Wasser bei verschiedenen Temperaturen sind, mag folgende kleine Tabelle zeigen[1]).

Entsprechend diesen Koeffizienten und den ebenfalls aufgeführten Partialdrucken der beteiligten Gase wird die Zusammensetzung der von reinem Wasser absorbierten Luft eine andere sein, als in der Atmosphäre selbst, ebenso wird die absolute Menge derselben mit der Temperatur abnehmen. Multipliziert man die zusammengehörigen Absorptionskoeffi-

---

[1]) Aus Landolt-Börnsteins Tabellen S. 599 f. nach Messungen von Winkler, Bohr, Bock und Estreicher.

	Sauerstoff	Stickstoff	Argon	Kohlensäure
0°	0.04890	0.02348	0.05780	1.713
10°	0.03802	0.01857	0.04525	1.194
20°	0.03102	0.01542	0.03790	0.878
30°	0.02608	0.01340	0.03256	0.665
Partialdruck in Atmosph.	0.2099	0.7804	0.0094	0.0003

zienten und Partialdrucke für die Temperaturen von 0° und 30° und summiert, so erhält man für reines Wasser nachstehende absoluten und prozentualen Werte.

	Sauerstoff	Stickstoff	Argon	Kohlensäure	Summa
in cc p. Liter bei 0° . . .	10.26	18.32	0.54	0.51	29.63
in cc p. Liter bei 30° . . .	5.47	10.46	0.31	0.20	16.44
Prozentisch bei 0° . . .	34.6	61.8	1.8	1.7	100.0
Prozentisch bei 30° . . .	33.3	63.6	1.9	1.2	100.0

Während in der atmosphärischen Luft das Volumverhältnis von Sauerstoff zu Stickstoff wie 21 : 78 oder rund 1 : 4 ist, wird in der absorbierten Wasserluft das Verhältnis bei 0° wie 34.6 : 61.8 oder bei 30° wie 33.3 : 63.6, oder rund 1 : 2. Es ist also erheblich mehr Sauerstoff in der absorbierten Luft, ein Unterschied, den schon Jos. Priestley (1778) erkannte. Die im Süßwasser lebenden Tiere atmen infolgedessen mit ihren Kiemen eine sauerstoffreichere Luft, als die Landtiere. Es darf hierbei aber nicht vergessen werden, daß ein Landtier mit einem Liter Luft 210 cc, ein kiemenatmendes Wassertier mit einem Liter Wasser nur 10 cc Sauerstoff durch seine Atmungsorgane passieren läßt. Tatsächlich sind alle durch Kiemen atmenden Wassertiere sehr anspruchslos in Bezug auf den Sauerstoffgenuß, so daß sie mit wenigen cc im Liter noch auskommen[1]).

Salzlösungen verhalten sich gegenüber dem reinen Wasser insofern abweichend, als zunächst im allgemeinen die Absorptionskoeffizienten kleiner werden, wie schon Gay Lussac und Al. v. Humboldt 1805 fanden[2]), sodann aber die Möglichkeit chemischer Einwirkung auf die gelösten Salze in Betracht kommt. Schon Fernet hat (1858) darauf hingewiesen, daß Kohlensäure in Salzlösungen, die Karbonate enthalten, nicht nur mit den dem Absorptionsgesetz entsprechenden Mengen aufgenommen wird, sondern daß dazu noch ein zweiter Anteil tritt, der vom Druck unabhängig

[1]) Vergl. S. 313, auch Regnard a. a. O. S. 356 gibt experimentelle Beweise.
[2]) Humboldt, Kleinere Schriften, Stuttgart 1853, S. 361. Ostwald a. a. O. S. 626.

und dem Salzgehalt proportional ist. Diese wichtige Abweichung der Kohlensäure soll uns später beschäftigen; zunächst wenden wir uns den Gasen zu, die sich dem Henryschen Gesetz gemäß verhalten, dem Sauerstoff und dem Stickstoff, einschließlich des diesem zugerechneten Argon.

Die wenig erfreuliche Geschichte der Gasanalysen des Seewassers, die H. Tornöe[1]) geschrieben hat, zeigt zwar frühe Versuche (Frémy 1837, Morren 1847, Léwy 1846) aber wenig Erfolg, insofern die für die einzelnen Gase aus demselben Wasser erhaltenen Mengen beträchtlich voneinander abwichen. Noch die Chemiker der Porcupinefahrt (1869) waren von ihren Ergebnissen wenig befriedigt, und erst Oskar Jacobsen[2]) gelang es (1872), einwandfreie Analysen auszuführen. Er erkannte zuerst die Bedeutung, die eine richtige Entnahme der Probe aus dem Seewasser in verschiedenen Tiefen beansprucht und bediente sich zu diesem Zwecke des von Dr. H. A. Meyer konstruierten Wasserschöpfers; er verzichtete auf eine unmittelbare und vollständige Analyse der im Wasser suspendierten Luft an Bord und beschränkte sich darauf, den gesamten Gasgehalt in Sammelröhren aufzufangen, die vorher durch Wasserdampf luftleer gemacht worden waren; endlich zerlegte er die Analyse in zwei verschiedene Aufgaben, indem er zunächst an einer Probe den Gehalt an Sauerstoff und Stickstoff und sodann an einer anderen Probe die Kohlensäure bestimmte. An diesem Grundsatz der geteilten Analyse hat man seitdem im allgemeinen festgehalten, und erst in der neuesten Zeit ist das Verfahren der Gasanalysen so weit entwickelt worden, daß man an derselben Probe wieder alle drei Gaskomponenten zu bestimmen wagt. Oskar Jacobsens Verfahren ist im wesentlichen von dem Chemiker der Challengerexpedition J. Y. Buchanan während der Fahrt beibehalten worden; wesentliche technische Fortschritte sind dann H. Tornöe, Dittmar, Otto Pettersson und A. Hamberg zu verdanken, bis man zuletzt durch den Wetteifer der an der internationalen Erforschung der nordeuropäischen Meere beteiligten jüngeren Gelehrten, die über alle Methoden der modernen Chemie verfügen, zu einer beträchtlichen Sicherheit in der Analyse vorgedrungen ist[3]). Das wesentlich auf Pettersson und Knudsen zurückzuführende Verfahren besteht darin, sich eine einwandfreie, sei es an der Oberfläche oder mit einem geeigneten Wasserschöpfer aus der Tiefe aufgeholte, Wasserprobe dadurch zu sichern, daß man eine vorher unter der Luftpumpe völlig evakuierte Sammelröhre mit dem Wasser sofort füllt und die Röhre zuschmilzt; damit sich nicht nachträglich die Gase durch die Lebenstätigkeit der im Wasser stets vorhandenen Mikroorganismen verändern, wird die Wasserprobe durch in die Sammelröhre gebrachtes Sublimat sterilisiert. Die Analyse läuft im wesentlichen darauf hinaus, einmal das Gesamtvolum von Sauerstoff und Stickstoff durch Austreiben in eine Torricellische Leere zu bestimmen, sodann den Sauerstoff mit einem geeigneten Absorptionsmittel daraus zu entfernen und damit das Volumverhältnis der beiden Gase zueinander abzuleiten; an der zweiten Probe aber die Kohlensäure durch Entwicklung von Wasserstoff in das Vakuum hinüberzutreiben und dort in Kalilauge zu absorbieren. Wo an Bord entsprechende Vorrichtungen möglich sind, ist es sehr empfehlenswert, den Sauerstoffgehalt an frischen Proben sofort und zwar

---

[1]) Norske Nordhavs Expedition. Chemi I. p. 2—8.

[2]) Jahresber. der Kieler Komm. zur wiss. Unters. der deutschen Meere 1872 bis 1873, S. 43. Ann. Chem. Pharm. 1873, Bd. 167, S. 22.

[3]) Vergl. darüber Pettersson in Scott. Geogr. Magazine 1894, p. 284 und für das Folgende Ernst Ruppin in Wissensch. Meeresunters. der Kieler Komm. Bd. 7, 1903, S. 139 und Bd. 8, 1904, S. 127. Fox in Publications de Circonstance du Conseil permanent international pour l'Exploration de la Mer Nr. 21, Kopenhagen 1905.

nach Winklers Methode zu bestimmen, ein Verfahren, das zuerst von Natterer[1]) mit bestem Erfolg eingeführt und seitdem vielfach an Bord wiederholt worden ist.

Um den Sauerstoffgehalt des Seewassers von verschiedenem Salzgehalt unter normalen Verhältnissen festzustellen, also wo volle Konstanz der Temperatur und des Drucks gesichert und eine Störung durch den Stoffwechsel von Organismen ausgeschlossen ist, hat J. P. Jacobsen in Knudsens Laboratorium in Kopenhagen (1904) eine längere Reihe von Absorptionsversuchen ausgeführt; er bediente sich dazu nicht wie Dittmar künstlichen, sondern natürlichen Seewassers in 6 verschieden hohen Konzentrationen, deren Chlorgehalt aufs genauste bestimmt war. Den aus der atmosphärischen Luft aufgenommenen Sauerstoff bestimmte er nach Winklers Methode. J. P. Jacobsen fand, daß sich die absorbierte Sauerstoffmenge nach folgender Formel hinreichend genau berechnen läßt, sobald die Temperatur t^0 und der Chlorgehalt Cl (in Gew. Promille) des betreffenden Seewassers bekannt sind:

$$O_2 = 10.062 - 0.2822\,t + 0.006144\,t^2 - 0.000061\,t^3$$
$$- Cl\,[0.1073 - 0.003586\,t + 0.000055\,t^2].$$

Man erhält das Volum Sauerstoff in cc p. Liter für 0° und 760 mm Druck. Gleichzeitige umfassendere Experimente von Dr. Charles J. J. Fox im Zentrallaboratorium der internationalen Meeresforschung in Kristiania haben eine hiervon nur wenig abweichende Formel geliefert, die so lautet:

$$O_2 = 10.291 - 0.2809\,t + 0.006009\,t^2 - 0.0000632\,t^3$$
$$- Cl\,[0.1161 - 0.003922\,t^2 + 0.000063\,t^3].$$

Aus seinen mir handschriftlich mitgeteilten Interpolationstabellen, die für Chlorgehalte berechnet sind, habe ich die Sauerstoffmengen für das Argument des Salzgehalts ermittelt und in der Tabelle auf S. 296 zusammengestellt. Man ersieht daraus auch die bekannte Wirkung der Temperatur, die mit steigender Konzentration den Absorptionskoeffizienten vermindert. Für destilliertes Wasser bei 20° beträgt derselbe 0.031, für Ostseewasser von 10 Promille bei derselben Temperatur 0.029, für Mittelmeerwasser von 40 Promille nur 0.024.

Die Absorption des Stickstoffs unter denselben Voraussetzungen zu bestimmen, hatte schon Axel Hamberg[2]) 1884 versucht und die Wirkungen der Temperatur und des Salzgehalts gesondert in Formeln gebracht. Seine danach berechneten Tabellen haben lange Jahre den Ozeanographen als einziges vorhandenes Hilfsmittel dieser Art zur Verfügung gestanden. Daß die daraus erhältlichen Werte ungenau, für die Temperaturen bei und unter 0° sogar mit erheblichen Fehlern behaftet sind, war den mit praktischen Gasanalysen beschäftigten Ozeanographen nicht entgangen. Auch diese Schwierigkeit ist inzwischen von Dr. Fox wohl im wesentlichen überwunden. Seine Absorptionsformel für Stickstoff lautet:

---

[1]) Denkschr. Akad. Wien Bd. 59, 1892, S. 2; vergl. auch J. P. Jacobsen, Meddelelser fra Kommissionen for Havundersögelser Nr. 8, Kopenhagen 1905.

[2]) Bihang til. kgl. Svensk. Ak. Hdl. Bd. 10, Stockholm 1884, Nr. 13.

Absorptionstabelle für die atmosphärischen Gase.

Die Zahlen bedeuten cc Gas in einem Liter Seewasser von der gegebenen Temperatur und Konzentration in Promille, das Gasvolum reduziert auf 0° und 760 mm Luftdruck.

1. Sauerstoff.

Promille	0	5	10	15	20	25	30	35	40
	cc	cc	cc	cc	cc	cc	cc	cc	cc
— 2°	10.88	10.53	10.18	9.84	9.50	9.16	8.82	8.47	8.12
0°	10.29	9.97	9.65	9.33	9.01	8.68	8.36	8.03	7.71
5°	9.03	8.75	8.48	8.21	7.94	7.67	7.40	7.13	6.86
10°	8.02	7.79	7.56	7.33	7.10	6.87	6.63	6.40	6.17
15°	7.22	7.03	8.83	6.63	6.43	6.23	6.04	5.84	5.64
20°	6.57	6.40	6.22	6.05	5.88	5.70	5.53	5.35	5.18
25°	6.04	5.88	5.72	5.56	5.40	5.24	5.08	4.93	4.77
30°	5.57	5.42	5.27	5.12	4.96	4.80	4.65	4.50	4.35

2. Stickstoff.

Promille	0	5	10	15	20	25	30	35	40
— 2°	19.45	18.83	18.18	17.61	16.90	16.27	15.63	15.00	14.36
0°	18.56	17.97	17.37	16.77	16.18	15.58	14.99	14.40	13.80
5°	16.60	16.10	15.60	15.10	14.59	14.09	13.59	13.08	12.58
10°	14.97	14.55	14.13	13.70	13.27	12.85	12.43	12.00	11.57
15°	13.63	13.27	12.91	12.55	12.20	11.84	11.48	11.12	10.76
20°	12.54	12.24	11.93	11.63	11.32	11.02	10.71	10.40	10.09
25°	11.66	11.40	11.13	10.86	10.59	10.32	10.05	9.78	9.51
30°	10.94	10.70	10.46	10.22	9.98	9.74	9.50	9.26	9.02
Promille	0	5	10	15	20	25	30	35	40

$$N_2 = 18.561 - 0.4282\, t + 0.0074527\, t^2 - 0.00005494\, t^3$$
$$- Cl\,[0.2149 - 0.007117\, t + 0.0000951\, t^3].$$

Auch hiernach habe ich die Mengen Stickstoffgas in einem Liter Seewasser von verschiedenem Salzgehalt ermittelt und in die obenstehende Tabelle aufgenommen.

Schließlich sei noch bemerkt, daß, wenn man aus den Volumwerten der Tabelle die Gewichte der Gase in mg zu erhalten wünscht, die Zahlen für den Sauerstoff mit 1.4292, für den Stickstoff mit 1.2542 zu multiplizieren sind.

Im allgemeinen entspricht, wie schon Aimé 1843 wahrnahm und es dem anfangs erwähnten Henryschen Gesetz entspricht, in den Ozeanen auch in den Tiefen die im Seewasser gelöste Stickstoff- und Sauerstoffmenge ungefähr der bei der gegebenen Temperatur zu erwartenden. Es war das eines der wesentlichsten Ergebnisse der Untersuchungen Oskar Jacobsens während der deutschen Pommeraniaexpedition in der Nordsee (1872), daß er auch in dem aus größeren Tiefen heraufgeholten Seewasser den Stickstoffgehalt fand, wie er der örtlichen Wassertemperatur ent-

sprach, also bei den niedrigen Temperaturen der Bodenschichten ein größeres absolutes Volum, als in den wärmeren Oberschichten. Er schloß daraus, daß jenes Tiefenwasser einmal bei der vorhandenen Temperatur mit der Atmosphäre in Berührung gekommen sei und dabei die entsprechende Luftmenge absorbiert habe. Für den Sauerstoff bestand ein so regelmäßiges Verhalten nicht; in den tieferen Schichten ist, wie seit Oskar Jacobsen wiederholt nachgewiesen wurde, sogar ein mehr oder weniger großes Defizit vorhanden, das von ihm auf den Lebensprozeß der in der Tiefe atmenden Tierwelt zurückgeführt wurde; in anderen Fällen, so in oberen Schichten der Ostsee nicht selten, tritt im Gegenteil auch eine Übersättigung an Sauerstoff auf, was auf der Tätigkeit des dann reichlich entwickelten vegetabilischen Planktons beruht, indem dieses unter der Einwirkung des Lichts in seinem Chromophyll die Kohlensäure (CO_2) zerlegt, den Kohlenstoff assimiliert und den Sauerstoff freigibt. Der Stickstoff mit seiner anscheinend großen Indifferenz und geringen Affinität schien nun besonders geeignet, über die Herkunft der Tiefenschichten und ihre seit der letzten Berührung mit der Atmosphäre erlittene vertikale und horizontale Ortsverlagerung Aufschluß zu geben. Da die Zahl guter Stickstoffbestimmungen aus dem offenen Ozean aber noch sehr gering ist, konnte übrigens von dieser nützlichen Regel bisher nur wenig Gebrauch gemacht werden. Es fanden sich nun aber auch Fälle, wo die örtliche Temperatur der Wasserschicht der zuverlässig gemessenen Stickstoffmenge nicht entsprach. — Die aus der vorhandenen Stickstoffmenge zurückgerechnete Sättigungstemperatur wurde nunmehr auch als Absorptionstemperatur betrachtet, also als die Temperatur, bei welcher das Wasser zuletzt an der Oberfläche gewesen war, und der Unterschied zwischen der örtlich gegebenen und der Absorptionstemperatur sollte erweisen, um wieviel das Wasser seitdem abgekühlt oder erwärmt worden sei. Martin Knudsen[1]) hat sich mit der Prüfung dieser Schlußfolgerung beschäftigt und gezeigt, daß sie in vielen Fällen zu schweren Irrtümern führt. Er konnte zunächst nachweisen, daß keineswegs im Oberflächenwasser die Sättigung an Stickstoff überall erzielt ist, also der Stickstoffgehalt nicht der Absorptionstemperatur entspricht. Diese Abweichungen kennzeichnen insbesondere die Mischwasser, wie sie im Bereiche des Treibeises, noch mehr aber in der Flachsee der dänischen Gewässer auftreten. Die durch stürmischen Seegang durcheinander gemischten mittleren und tiefsten Schichten gleichen sich mit ihren Temperaturen mehr oder weniger aus. Für ein solches Mischwasser hat die Bestimmung der Absorptionstemperatur nur dann einen Sinn, wenn man von Temperatur, Salzgehalt und Stickstoffgehalt der Komponenten etwas weiß, und das wird sich im günstigsten Falle, wo nur zwei Schichten gemischt sind, für die eine derselben selten erfüllen lassen. Im allgemeinen wird, wenn zwei Wasserproben eben mit Stickstoff gesättigt, aber von verschiedener Temperatur gegeben sind, nach Mischung der beiden Wasser eine Übersättigung entstehen, also eine hiernach zurückgerechnete Absorptionstemperatur zu niedrig werden. Ferner zeigte Knudsen, daß auch übersättigtes Ober-

---

[1]) Danske Ingolfsexped. Bd. I, H. 2, Kopenhagen 1898, 141. Publications de Circonstance Nr. 4, Kopenhagen 1903.

flächenwasser vorkommen kann, wenn die oberste Schicht soeben von der Atmosphäre oder Sonne erwärmt wird oder kürzlich erwärmt worden ist. Endlich kann durch anhaltend hohen oder niedrigen Barometerstand eine falsche Absorptionstemperatur errechnet werden, denn es dauert bei der Langsamkeit der Diffusion 2 bis 3 Tage, bis sich das Oberflächenwasser mit der Atmosphäre ins Gleichgewicht setzt. E. Ruppin[1]) hat aus den deutschen Terminfahrten in der Ostsee für den Februar 1904 einen solchen Fall dargelegt; aus dem Stickstoffgehalt in 5 m Tiefe auf einer Station südöstlich von Bornholm berechnet sich (nach Hamberg) eine Absorptionstemperatur von 4.0°, während die örtlich vorhandene 2.86° betrug, wobei es sich um ganz homogenes Wasser von der Oberfläche abwärts bis 5 m Tiefe handelte, der Barometerstand aber mehrere Tage lang unter 740 mm gewesen war.

Ist hiernach schon die größte Vorsicht geboten in der Deutung solcher Absorptionstemperaturen, so ergibt sich auf Grund der neueren Bakterienforschung, daß der bisher stets für indifferent gehaltene Stickstoff ebenso Störungen durch den biologischen Stoffwechsel unterliegen kann, wie der Sauerstoff. Auf Veranlassung von Karl Brandt haben E. Baur und Feitel in Kiel, ebenso Gran in Bergen Bakterien aus Seewasser isoliert, die aus Nitriten und Nitraten Stickstoff entbinden; es sind auch andere Bakterien bekannt geworden, die Ammoniak zersetzen; auf beiden Wegen wird eine Übersättigung mit Stickstoff erzielt. Umgekehrt haben Benecke, Keutner u. a. Bakterien, die auf Seepflanzen vegetieren, kennen gelehrt, die freien Stickstoff zu binden vermögen, also im Seewasser ein Stickstoffdefizit hervorrufen. Hierdurch wird das ganze Problem der Luftzusammensetzung im Seewasser außerordentlich verwickelt und ist die größte Vorsicht bei allen Schlußfolgerungen aus den aufgefundenen Gasmengen geboten.

Außerordentlich starke Übersättigung an Stickstoff fand Knudsen zweimal im Bodenwasser des Nordatlantischen Ozeans am Ostrande des Reykjanesrückens (Ingolfstationen 67 und 80), nämlich 21.03 und 22.66 cc im Liter; er ist geneigt, sie auf Fäulnisprozesse zurückzuführen. O. Pettersson[2]) verweist auch auf die Möglichkeit, daß ein fremdes Gas neben dem Stickstoff vorhanden und nach dem Gang der Analyse diesem zugerechnet worden sein könne; er denkt dabei an Sumpfgas oder vulkanische Gase. Daß Spuren von Kohlenwasserstoff im Grundwasser des östlichen Mittelmeers vorkommen, hat Natterer nachgewiesen; Pettersson selbst fand Sumpfgas in einer Bucht des Mälarsees, aber vom offenen Ozean her ist es noch unbekannt.

Die Geschwindigkeit, mit der die atmosphärische Luft in das Seewasser hineindiffundiert, ist noch nicht gemessen worden. In reinem Wasser vollzieht sich die Lösung sehr langsam von der Oberfläche nach der Tiefe hin, wie Färbungsversuche von Regnard[3]) und G. Hüfner[4]) ergeben haben. Indem der erstere für eine unveränderliche Temperatur entlang einer hohen Wassersäule Sorge trug, ließ er eine oben offene, mit Coupierblau, das gerade mit Natriumsulfit gesättigt, also gelb geworden war,

[1]) Wiss. Meeresunters. der Kieler Komm. Bd. 8, 1904, S. 128.
[2]) Petermanns Mitt. 1900, S. 5.
[3]) Regnard a. a. O. S. 350.
[4]) Wiedem. Ann. 1897, Bd. 60, S. 134.

gefüllte Röhre durch Einwirkung der Luft von oben her sich anbläuen, was so langsam fortschritt, daß der Sauerstoff ein volles Jahr gebraucht haben würde, um die 4 m hohe Flüssigkeitssäule in dieser Art von der Oberfläche aus zu färben. In den natürlichen Wassern sind es die zu Boden sinkenden Trübungen aller Art, die als Träger eines feinen Gashäutchens diesen Diffusionsprozeß beschleunigen. Hauptsächlich aber werden es vertikale Konvektionsströmungen, also durch Abkühlung oder Verdunstung schwerer gewordene und damit in die Tiefe absinkende Wasserteilchen sein, die die atmosphärische Luft mit sich in die Tiefe befördern helfen. Zu den auf diese Weise wenigstens im Winter ventilierten Meeren wird auch das Mittelländische gehören, dessen Tiefengewässer nach Natterers Untersuchungen auch im östlichen Teil noch $^{2}/_{3}$ bis $^{3}/_{4}$ desjenigen Sauerstoffs gelöst enthalten, der ihrer örtlichen Temperatur (13.7°) zukäme, nämlich nur 3.8 bis 4.3 cc statt 6.0; das Fehlende dürfte von der Tierwelt verbraucht sein. Die technisch mißlungenen Gasanalysen der Porcupineexpedition (1870) in der Westhälfte des Mittelmeers hatten für die Tiefenschichten einen viel zu geringen Sauerstoffgehalt ergeben und damit zu der Schlußfolgerung verleitet[1]), daß in den Tiefen des Mittelmeers alles Tierleben ausgeschlossen sei, was dann durch die Unergiebigkeit einiger Grundnetzzüge scheinbar bestätigt wurde. Schon die italienische Expedition an Bord des Washington (1881) und noch mehr die österreichischen Untersuchungen an Bord der Pola erwiesen indes die Unrichtigkeit solcher Behauptungen.

Es scheinen jedoch bei diesem Eindringen der atmosphärischen Gase in die Tiefen noch andere Kräfte im Spiele zu sein, deren Wesen noch nicht völlig aufgeklärt ist. Schon G. Hüfner kam zu dem Schlusse, daß die mit Luft gesättigten Wasserteilchen der Schwere zu folgen und von der Oberfläche in die Tiefe abzusinken schienen. Dasselbe hat W. E. Adeney[2]) durch vergleichende Versuche an destilliertem und Seewasser (vermutlich von 30 Promille) gefunden und zwar zunächst für den Stickstoff. Beide Wassersäulen von je 190 cm Höhe wurden 28 Tage hindurch in einem Wasserbade stetig 2 bis 4° unter der Zimmertemperatur gehalten, um Konvektionsströmungen auszuschließen; beide waren vorher stickstofffrei gemacht und nur von oben her für staubleere Luft zugänglich. Es ergab sich, daß im Seewasser die Diffusion des Stickstoffs rascher vorgeschritten war, als im destillierten. Die in bestimmten Tiefen entnommenen Wasserproben enthielten Stickstoff (in cc p. L., 0°, 760 mm):

In der Tiefe (cm)	0—20	30—50	80—100	160—180
Destilliertes Wasser . .	11.50	11.10	8.43	5.84
Seewasser	9.24	8.96	8.91	7.89

Die oberste Schicht war bei beiden von völliger Sättigung noch weit entfernt (sie hätte 15.37 und 12.37 cc liefern müssen). Nach 75 Tagen war das Seewasser

[1]) Carpenter in Proc. R. G. Soc. 1874, p. 324. Thomson, Depths of the Sea 1873, 506.

[2]) Philos. Mag. 1905, Bd. 6, p. 360.

am Boden der Röhre mit Stickstoff gesättigt, das destillierte aber nur zu $^7/_{10}$. Weitere Versuche zeigten, daß dieser Diffusionsprozeß nicht der Schwere entgegen zu arbeiten vermag und daß seine Träger aus der Luft in das Wasser übertreten. Ob es sich um ganz feine Staubteilchen oder Kondensationszentren elektrischer Natur handelt, ist noch unklar. Anscheinend wird das Elektrolyte enthaltende Seewasser besser ventiliert, als reines Wasser.

Es fehlt jedoch nicht an mangelhaft ventilierten Meeresteilen. Wo die Oberflächenschichten, von geringerem Salzgehalt, auch bei winterlicher Abkühlung nicht schwer genug werden, um ihren Platz mit den salzhaltigeren Tiefenschichten zu vertauschen und so auch den unteren Räumen Luft zuzuführen, wie das im homogenen Wasser des östlichen Mittelmeerbeckens geschehen kann, da wird, falls auch eine seitliche Zufuhr ventilierten Wassers aus dem Ozean durch Barren oder zu geringe Schwellentiefen an den Zugängen unmöglich wird, der Sauerstoffgehalt der Tiefenschichten bis auf Null sinken. Norwegische Fjorde bieten im kleinen, das Schwarze Meer im großen stark ausgeprägte Beispiele, die Tiefenbecken der Ostsee abgeschwächte für diesen Prozeß dar.

Arsen Lebedintzeff hat in einer vergleichenden Untersuchung über den Gasumtausch abgeschlossener Wasserbecken und seine Bedeutung für die Fischzucht[1]) für den Pestowosee, das Kaspische Meer, den Mofjord und das Schwarze Meer diese Vorgänge mit großer Klarheit entwickelt. Er zeigt, wie der Sauerstoffgehalt von den dünneren Oberflächenschichten nach der Tiefe hin abnimmt, in den nicht mehr ventilierten Schichten Null wird und dafür Schwefelwasserstoff auftritt, der im Mofjord, wie das Verhalten gegen Nitroprussidnatrium ergibt, auf zersetzte Eiweißstoffe, also Verwesungsprozesse, zurückzuführen ist, während im Schwarzen Meer auch anorganische Um-

Mofjord Sept. 1903					Schwarzes Meer Sommer 1891 und 92				
Tiefe m	Temp. C°	Salzgehalt Prom.	Sauerstoff cc	Schwefelw. cc	Tiefe m	Temp. C°	Salzgehalt Prom.	O + N cc	Schwefelw. cc
0	9.9	1.89	7.9	—	0	24.0	18.1	23.0	—
10	10.85	16.78	7.4	—	9	21.5	18.5	—	—
20	7.30	28.10	5.1	—	18	12.8	18.3	—	—
40	6.94	30.93	2.43	—	27	8.9	18.5	—	—
50	6.63	31.53	0.86	Spur	91	8.0	20,6	—	—
75	6.60	32.15	—	0.12	183	8.8	21.6	14.9	0.39
100	6.72	31.85	0.24	0.34	366	8.9	22.1	14.7	1.88
150	6.69	32.35	—	0.51	1464	9.0	22.5	14.85	4.44
200	6.72	32.39	0.20	0.90	2120	9.0	22.5	—	6.00

setzungen daran beteiligt sind. Ich gebe hier in ihrem wesentlichen Inhalte seine Tabellen für den Mofjord und das Schwarze Meer, für das letztere ist das Volum des Sauerstoffs und Stickstoffs zusammengefaßt; der dem Salzgehalt

[1]) In den Berichten der Kais. russ. Fischzuchtanstalt von Nikolskoje für 1905 (in russ. Sprache).

von 22.5 Promille bei 9° entsprechende Stickstoffgehalt ist nach S. 296 auf 13.3 cc zu veranschlagen, sodaß also nur 1.5 cc Sauerstoff in den Tiefenwassern anzunehmen wären. Die Entwicklung von Schwefelwasserstoff ist nur in solchen abgeschlossenen, mangelhaft oder gar nicht ventilierten Tiefenbecken möglich und beobachtet.

Die Mulden der Ostsee erneuern ihr Tiefenwasser unregelmäßig und schubweise; die Rügensche und Bornholmer Mulde alljährlich meist einmal, seltener zweimal, die Danziger Mulde fast alljährlich, die Gotland- und die bottnischen Tiefen oft erst nach vielen Jahren, alle erhalten das neue Tiefenwasser aus der Beltsee oder seltener auch aus dem Öresund. Die älteren Beobachtungen schwedischer Expeditionen hat Otto Pettersson[1]) ausführlich dargelegt. Nach E. Ruppins Gasanalysen während der deutschen Terminfahrten ist diese unperiodische Ventilation für die Jahre 1902 bis 1905 im Bornholmtief und der Danziger Bucht ungefähr folgendermaßen verlaufen.

Das Bornholmtief hatte am Boden (in fast 100 m) im August und November 1902 dasselbe Wasser, die Temperatur hatte sich von 4.48° auf 4.58° gehoben, der Salzgehalt von 16.89 auf 16.42 Promille vermindert, der Sauerstoffgehalt war von 3.45 auf 3.22 cc hinuntergegangen. Im Winter wurde das Wasser erneuert, im Mai war die Temperatur 3.15°, der Salzgehalt 17.81 Promille, der Sauerstoffgehalt 4.81 cc. Bei langsam steigender Temperatur nahm der Salzgehalt und Sauerstoffgehalt während des Sommers und Herbstes 1903 langsam ab, so daß im Februar 1904 nur 2.63 cc Sauerstoff gefunden wurden. Im Sommer 1904 scheint eine schwache Erneuerung erfolgt zu sein, denn im August war die Temperatur zwar dieselbe wie im Februar, der Salzgehalt um 0.07 Promille und der Sauerstoffgehalt um 0.1 cc höher. Während des ganzen Jahres 1905 nahm bei fast unveränderter Temperatur der Salzgehalt bis 15.35 Promille stetig ab, ebenso der Sauerstoffgehalt bis 1.10 cc im November. Dagegen ist vor Februar 1906 das Wasser erneuert worden, da sich die Temperatur auf 5.04°, der Salzgehalt auf 16.29 Promille und der Sauerstoffgehalt auf 5.45 cc angewachsen erwies.

In der Danziger Mulde war im Jahre 1902 altes Wasser am Boden in 105 m vorhanden, das im November bei 5.58° und 11.98 Promille nur 1.04 cc Sauerstoff enthielt. Ein Jahr später (November 1903) war das Bodenwasser ersetzt durch solches von 3.44°, 13.10 Promille und 5.48 cc Sauerstoff (zur Sättigung hätten etwa 8.4 cc gehört). Von da an verminderte sich der Salz- und Sauerstoffgehalt bis zum August 1904 (11.38 Promille mit 1.67 cc), im November war wieder ein Schub neues Wasser angelangt, das 5.59°, 12.02 Promille und 5.12 cc zeigte, und dieses blieb wieder bis zum Sommer 1905 liegen, indem die Temperatur im August auf 4.94°, der Salzgehalt auf 11.09 und der Sauerstoffgehalt auf 2.33 cc abnahm. Im November 1905 aber war wieder neues Wasser erschienen, denn die Temperatur ist 4.88°, der Salzgehalt 11.00 Promille und der Sauerstoff 4.01 cc. Bis zum Februar 1906 erfolgte noch ein neuer Zuzug, denn wenn auch der Sauerstoff auf 3.37 cc und der Salzgehalt auf 10.50 Promille abgenommen hat, so ist die Temperatur auf 5.42° gestiegen. — Während der Stagnierperioden wird der Sauerstoff teils von den Tieren zur Atmung verbraucht, teils tritt eine Reaktion zwischen ihm und der im Wasser gelösten organischen Substanz ein, die sowohl durch Diffusion aus dem Bodenschlamm, wie durch abgestorbenes Plankton zugeführt wird[2]).

---

[1]) Scott. Geogr. Mag. 1894, p. 625—631. Ebenda p. 300, 526—531 auch die interessanten Vorgänge am Boden des Gullmar Fjords in Bohuslän, der in unregelmäßigen Zwischenräumen ventiliert wird.

[2]) Vergl. für das Obige die Bulletins des Résultats acquis par les Courses Périodiques etc. Kopenhagen 1903—1907; Ruppin in Wiss. Meeresunters. Bd. 8, Kiel 1904, S. 133.

Um auch ein Beispiel außerhalb der Ostsee zu geben, sei folgender Auszug aus den Sauerstoffbestimmungen für die Station 9 der deutschen Terminfahrten in der norwegischen Rinne südlich von Mandal hier aufgeführt[1]). Man sieht aus dem Vergleich zwischen dem normalen d. h. dem der Temperatur und dem Salzgehalt entsprechenden Sauerstoffgehalt und dem wirklich von E. Ruppin gefundenen, daß das Tiefenwasser unterhalb von 150 m bis 450 m hin lange nicht an der Oberfläche gewesen sein kann; es zeigt ein Defizit, während die obersten Schichten ein wenig übersättigt sind.

Station 9, 57° 52′ N. B. 7° 20′ O. L. 452 m Tiefe, 17. Aug. 1905.

Tiefe m	Temperatur C°	Salzgehalt Promille	Sauerstoff cc		Differenz cc
			beobachtet	berechnet	
5	16.24	29.27	5.80	5.81	—0.01
10	16.02	30.97	5.87	5.77	+0.10
20	14.47	32.56	6.01	5.88	+0.23
50	10.27	34.51	6.30	6.29	+0.01
100	7.93	35.03	6.52	6.58	—0.06
150	7.59	35.12	6.60	6.63	—0.03
200	6.58	35.12	6.12	6.78	—0.66
250	6.50	35.12	6.10	6.79	—0.69
300	6.29	35.12	6.09	6.83	—0.74
400	5.97	35.12	6.16	6.88	—0.72
450	5.95	35.12	6.12	6.89	—0.77

Da die Folgerungen, die aus diesem Verhalten der Gase zu ziehen sind, in das Gebiet der Wasserbewegungen gehören, können sie hier nicht weiter ausgesponnen werden.

Was die Verteilung des Sauerstoffs in den Tiefenschichten des offenen Ozeans anlangt, so liegen die modernen mit einigermaßen einwandfreien Methoden gewonnenen Analysen der deutschen Tiefseeexpedition an Bord der Valdivia und der deutschen Südpolarexpedition an Bord des Gauß der Öffentlichkeit noch nicht vor. Wir sind nur auf die älteren Angaben der Challengerexpedition angewiesen, deren Ergebnisse Dittmar wie folgt zusammenfaßt. 1. Die Oberflächenschichten der höheren Südbreiten neigen zu einem Überschuß an Sauerstoff über das Sättigungsvolum hinaus, was bei neueren ähnlichen Fällen (Tornöe, Pettersson, Knudsen, Natterer) auf reichliches Phytoplankton zurückgeführt worden ist; 2. in den tieferen Schichten (in mehr als 100 m) ist ein mehr oder weniger starkes Defizit an Sauerstoff vorhanden; die von Buchanan während der Fahrt selbst gewonnene Auffassung, daß dies Defizit bei etwa 1500 m (800 Faden) am größten sei, findet nach Dittmar keine Bestätigung, da die Abweichungen ganz unregelmäßig verteilt sind. Auffällig ist ein erhebliches Defizit bei den meisten Bodenwassern inmitten des Nordpazifischen Ozeans zwischen 40° und 35° N. B., 150° und 180° W. L.; Anzeichen für ein ähnliches Verhalten scheinen im analogen Gebiet des Südpazifischen und Südatlantischen Ozeans angedeutet. Daraus wollte Dittmar auf eine äußerst langsame

[1]) Ältere Beobachtungen für die Tiefenmulde im östlichen Skagerrak gibt Pettersson a. a. O. 453 f., neuere finden sich in den Bulletins der Terminfahrten.

Bewegung dieser tiefen Wasserschichten schließen. Zu derartigen oder ähnlichen Schlußfolgerungen reicht aber das vorliegende Material noch lange nicht aus.

Die Bestimmung der im Seewasser absorbierten Kohlensäure (Kohlendioxyd, CO_2) ist ein wahres Kreuz für den chemisch arbeitenden Ozeanographen, und die Sachlage wird dadurch nicht verbessert, daß die ozeanographisch arbeitenden Chemiker in der Deutung der vorliegenden Prozesse und Zustände von Anfang an bis heute uneins gewesen und geblieben sind. Ältere Versuche ergaben stark auseinanderfallende Werte für dasselbe Wasser, so daß sie das Mißtrauen des Analytikers erregten; beim einfachen Sieden mit einem Bunsenbrenner fand sich auch nach stundenlanger Arbeit noch immer Kohlensäure im Wasser, und Oskar Jacobsen trieb die letzten Reste derselben erst heraus, nachdem er das Wasser bis zur Trockne eingedampft hatte. Jacobsen fand dann, daß ein gleichzeitig durch die siedende Wasserprobe gesandter Strom von kohlensäurefreier Luft den Prozeß beschleunigte und alle Kohlensäure mit sich fortriß. Er fand die so in Barytwasser aufgefangene Kohlensäure für ein Liter unverdünntes Nordseewasser zu rund 100 mg (oder = 50.89 cc). Gemäß ihrem Absorptionskoeffizienten würde atmosphärische Kohlensäure vom Wasser nur zu einem sehr kleinen Bruchteil als freies Gas gelöst werden (vgl. S. 293), während sie tatsächlich 10mal stärker als Sauerstoff und 3½mal stärker als Stickstoff aufgenommen erscheint. Jacobsen dachte alsbald an den eingangs erwähnten Zustand der Bindung, der dem Seewasser mit Hilfe der ihm beigemengten Salze ermöglichte, „so ungeheure Mengen Kohlensäure aufzunehmen, und zwar in einem Zustande, wo sie der Atmungsluft der Seetiere nicht ohne weiteres zugezählt werden kann, während sie anderseits der Vegetation des Meeres recht wohl zugänglich ist". Als die hier in Betracht kommenden Salze bezeichnet er vorzugsweise das Magnesiumchlorid. J. Y. Buchanan wollte die Sulfate dafür verantwortlich machen; H. Tornöe aber zeigte, daß das Seewasser als Ganzes eine alkalische Reaktion liefert (eine schon 1851 durch v. Bibra festgestellte Tatsache), woraus ohne weiteres folgt, daß unter den Salzen die Basen im Überschuß sind gegenüber den Säuren, und daß dieser Überschuß an Kohlensäure gebunden ist, daneben also nicht noch nennenswerte Mengen freier Kohlensäure vorhanden sein können.

Diese Alkalinität des Seewassers hat dann Dittmar[1]) durch entsprechende Ordnung seiner Salzanalyse festgestellt; auf der einen Seite stehen Natron, Kali, Magnesia und Kalk, auf der anderen Chlor und Schwefelsäure (SO_3), und der Überschuß der Basen über die Säuren, der im einzelnen verschieden stark war, ließ sich im Mittel aus allen untersuchten (76) Proben so bemessen, daß er (auf 100 g aller Salze) 0.22 g Kalkkarbonat äquivalent gesetzt werden konnte, womit nicht gesagt ist, daß der Überschuß, also die Alkalinität, auch gerade in dieser Form auftritt. Nach Tornöes Vorgang tut man am besten[2]), einen quantitativen Begriff

[1]) Chall. Report. Phys. a. Chemistry, vol. I, p. 20

[2]) Auch andere Ausdrucksweisen haben sich nicht eingebürgert: John Gibsons $D_A = (S^0_0 - 1) : e$, wo e die mg CO_2 im kg Seewasser bedeutet; und A. Palmqvists $A = 100 . a/\chi$, wo a die mg CO_2 im Liter und χ die g Cl im Liter ausdrücken.

der Alkalinität einzuführen, und bezeichnet als solche diejenige Menge Kohlensäure, die erforderlich ist, die Menge der überschießenden Basen in normales Karbonat zu verwandeln; man drückt sie jetzt in cc p. Liter aus (die früheren Angaben in mg p. L. verwandelt man durch Multiplikation mit 0.5089 in cc). Tornöe gibt als charakteristischen Wert der Alkalinität für das Nordatlantische Wasser der Irmingersee 26.86 cc an bei einem Gesamtgehalt an Kohlensäure von 49.07 cc. Nach den Absorptionsversuchen, die A. Hamberg an Seewasser von 3 verschiedenen Konzentrationen ausgeführt hat und auf die noch zurückzukommen ist, wäre die Alkalinität direkt proportional dem Salzgehalt in der Weise, daß jedem zutretenden Promille Salzgehalt ein Zuwachs der Alkalinität um 0.7675 cc entspricht. Die geringeren Salzgehalte kommen der Sättigung, d. h. dem Gleichgewicht zwischen Basen und Säuren immer näher. Das gelöste Volum an Kohlensäure aber nimmt rascher zu, als der Salzgehalt, wie folgende Tabelle (nach A. Hamberg umgerechnet von August Krogh[1]) zeigt, die auch das Verhalten bei verschiedenen Temperaturen erkennen läßt.

Salzgehalt =	17.78 Prom.	26.58 Prom.	35.13 Prom.
	cc	cc	cc
0°	25.98	37.40	49.23
10°	24.97	36.30	47.12
20°	24.23	35.23	44.99

Hiernach sinkt die Kohlensäuremenge (deren Volumen regelmäßig auf 0° und 760 mm reduziert sind) beträchtlich mit zunehmender Temperatur, oder mit anderen Worten, wenn die Menge der Kohlensäure konstant gedacht wird, muß ihre Tension steigen.

Dies Verhalten findet A. Hamberg durchaus im Einklange mit dem sogenannten Massenwirkungsgesetz, und dieses gestattet auch einen Einblick in die Art der Bindung, der die Kohlensäure im Seewasser unterliegt. Wenn zwei Substanzen X und Y fähig sind durch ihre Reaktion zwei andere Substanzen X_1 und Y_1 entstehen zu lassen, und bestimmte Mengen von X mit Y gemischt werden, so werden in der Mischung alle vier Substanzen X, Y, X_1 und Y_1 vorhanden sein. Tritt Gleichgewicht ein, so ist die Zahl der X-Moleküle von der Zahl der anderen Moleküle abhängig und diese wieder können nicht vermehrt oder vermindert werden, ohne daß die Zahl der X-Moleküle entsprechend wächst oder fällt. Im gegebenen Falle haben wir die überschießenden Basen und die Kohlensäure in fest bestimmten Mengen gegeben und darum werden wir in der Mischung stets vorfinden: 1. freie Basen, 2. Karbonate, 3. Bikarbonate, 4. freie Kohlensäure. Hamberg glaubte das unbedeutende Quantum der freien Basen vernachlässigen zu dürfen, berechnete die Menge der freien Kohlensäure F nach dem Kohlensäuregehalt der benutzten Luft mit dem Absorptionskoeffizienten für Chlornatriumlösung gleicher Kon-

---

[1]) In seiner wichtigen im folgenden vielfach benutzten Abhandlung On the Tension of Carbonic Acid in Natural Waters and especially in the Sea; Meddelelser om Grönland Heft 6/7, Kopenhagen 1904, p. 331—434.

zentration, also nur angenähert richtig) und erhielt alsdann, indem er mit A die Alkalinität und mit K das Totalvolum der Kohlensäure bezeichnet, als Menge der normalen Karbonate $N = 2A - (K - F)$ und der Bikarbonate $B = A - (F + N)$, wie in der nachstehenden Tabelle aufgeführt ist, die sich auf die beiden extremen vorher genannten Seewasserproben bezieht. Man

Temperatur C°	Alkalinität A	Totale Kohlensäure K	Normales Karbonat N	Saures Bikarbonat B	Freie Kohlensäure F
0°	13.47	25.98	1 38	24.18	0.42
	26.96	49.23	5.07	43.78	0.38
20°	13.47	24.23	2.94	21.06	0.23
	26.96	44.49	9.64	34.64	0.21

sieht, wie bei der Verdünnung des Wassers weniger freie Kohlensäure absorbiert, dabei aber das Gleichgewicht gestört wird und deshalb eine Anzahl Moleküle vom normalen (neutralen) zum (sauren) Bikarbonat übertreten. Bei steigender Temperatur (20°) muß die Absorption freier Kohlensäure vermindert werden, während die Alkalinität unverändert bleibt, so daß nunmehr eine Anzahl Moleküle vom Bikarbonat zum normalen Karbonat übergehen, um das Gleichgewicht herzustellen. Man sieht aber auch, daß kein festes Verhältnis zwischen den gleichzeitig vorhandenen Mengen von freier, neutral- und sauergebundener Kohlensäure bestehen kann. Auf Grund dieser Darlegung Hambergs wird man wohl Jacobsens und Tornöes abweichende Ansichten übergehen und auch denen von Charles Fox[1]) kaum eine wesentliche Bedeutung beimessen können, der überhaupt nichts von Karbonaten und Bikarbonaten wissen möchte. Für die Technik der Kohlensäurebestimmung hat sich danach aber als Ziel ergeben, nicht sämtliche in jeder Form gebundene Kohlensäure aus dem Seewasser durch Eindampfen bis zur Trockene herauszutreiben und zu messen, sondern nur die freie und die lose, d. h. neutral gebundene (als Karbonat). Man erreicht das auf verschiedene Weise; das seit Pettersson übliche, von Knudsen und Ruppin mehr oder weniger abgeänderte, noch recht umständliche Verfahren arbeitet mit starker Luftverdünnung und spült die Kohlensäure mit Hilfe eines während des Siedens durch das Wasser geleiteten Stroms von Wasserstoff aus. Fox hat hiergegen eingewendet, daß durch die Evakuierung die Siedetemperatur zu stark herabgesetzt und dadurch die Kohlensäure im Wasser festgehalten würde, sein eigenes Verfahren ist aber auch nicht gerade sehr einfach. Die Ozeanographie ist dadurch in die üble Lage versetzt, nur die von einem bestimmten Analytiker ausgeführten Kohlensäuremessungen bestenfalls als untereinander vergleichbar anzuerkennen, wodurch die verwendbaren Daten außerordentlich reduziert werden müssen. Doch ist für die Zukunft eine Besserung zu erwarten.

Es ist ein Verdienst von August Krogh, die natürlichen Ursachen für die erkennbaren Unterschiede in der Alkalinität aufgesucht zu haben. Vergrößernd wirken danach die Alkalien der Bodensedimente und die der zugeführten Landwasser, verkleinernd der Verbrauch an Kalk durch die Organismen.

[1]) Publications de Circonstance etc. Nr. 21, Kopenhagen 1905, p. 8.

Die Bodensedimente enthalten Kalk- und Magnesiakarbonate, sowie Kalksilikate. Wenn das Wasser einen Überschuß an freier Kohlensäure besitzt, kann es diese Stoffe auflösen und damit seine Alkalinität steigern; es kann aber auch ohne solchen Überschuß an Kohlensäure auflösend wirken, wie bereits (S. 195) erwähnt. Dittmar hatte daher aus seinen Untersuchungen der vom Challenger eingelieferten Seewasserproben den Eindruck, daß in der Regel die Bodenwasser stärker alkalisch waren, als Wasser von der Oberfläche oder aus Mittelschichten; freilich übersah er die zahlreichen Ausnahmen nicht. Aber auch örtlich umschriebene Differenzen sind bei den Bodenwassern sicher vorhanden. Krogh hat aus Knudsens Analysen die Alkalinitäten für drei Gruppen von Bodenwassern aus mehr als 1000 dän. Faden (1883 m) Tiefe gemittelt: fünf Stationen östlich vom Reykjanäsrücken und südlich von Island; fünf weitere Stationen westlich vom genannten Rücken bis Ostgrönland; und vier Stationen aus der Davisstraße. Für diese drei Gruppen ergeben sich folgende mittlere Werte:

Gruppe	Tiefe m	Temperatur C°	Salzgehalt Promille	Alkalinität cc
1. Östliche	1957	3.2	35.18	29.2
2. Mittlere	2512	2.1	35.04	26.6
3. Davisstr.	2990	1.9	34.72	26.3

Wäre die Alkalinität A einfach dem Salzgehalt S proportional in der Weise, daß (nach Hamberg) $A = 0.7675\ S$ würde, so müßten die drei Gruppen der Reihe nach die Alkalinitäten 27.0, 26.9 und 26.7 aufweisen. Die erste Gruppe ist aber stark darüber, während die anderen beiden nur wenig unter normal sind. Daß eine Einwirkung des Bodens die Ursache dafür gibt, ist sehr naheliegend; aber aus Böggilds Bestimmungen des Kalkkarbonats an den betreffenden Bodenproben ist nichts Entsprechendes zu erkennen. Während die Einzelwerte der Alkalinitäten in jeder Gruppe nur wenig von ihrem Mittel abweichen, ist der Kalkgehalt sehr variabel: in der östlichen Gruppe zwischen 9.7 und 54.7, in der zweiten 5.8 bis 71.4, in der dritten 15.7 bis 35.2 Prozent. Die Ursache bleibt also noch zu finden. —

Die Landwasser sollten, da sie den Salzgehalt erniedrigen, auch die diesem ungefähr proportionale Alkalinität herunterdrücken. Aber da die Flußwasser selbst eine eigene, bei „hartem“ Wasser erhebliche, Alkalinität besitzen, wird diese Wirkung abgeschwächt, sogar unter Umständen in das Gegenteil umgewandelt werden können. Auch hierfür hat Krogh ein Beispiel von der Ingolfexpedition. Diese bewegte sich entlang der Westküste von Grönland, wo sehr viel Landwasser an der Oberfläche wirksam wird, und durchquerte auch die nordatlantische Irmingersee. Für die Oberflächenproben bildet nun Krogh nach Knudsen folgende Mittelwerte.

	Salzgehalt Promille	Alkalinität cc
13 Proben westlich von Grönland	33.21	26.1
9 Proben der Irminger-see	35.18	26.8

Die dem Salzgehalt entsprechende Alkalinität würde sich berechnen für die erste Gruppe = 25.5, für die zweite = 27.0, also für die letztere fast wie von Knudsen gefunden, für die erstere ist ein Überschuß von 0.6 cc vorhanden, was Krogh den grönländischen Landwassern zuschreibt. — Ein zweites Beispiel finde ich bei O. Pettersson[1]), wo eine große Zahl von Alkalinitäten für verschiedene Wasserschichten des Gullmarfjords (Bohuslänsche Küste) aufgeführt sind. Die oberste Schicht ist stark mit Landwasser gemischt, die Tiefenschicht in 100 m (20 m über dem Boden) stammt aus der nördlichen Nordsee. Es ergeben sich folgende Mittelwerte:

	Salzgehalt Promille	Alkalinitäten	
		gefunden cc	berechnet cc
5 Wasserproben aus 5 m	24.75	22.76	18.97
3 „ „ „ 100 m	34.36	26.37	26.38

Hier ist die alkalinisierende Wirkung des Landwassers wohl noch deutlicher. Die für die Berechnung der Alkalinität benutzte, in der Formel $A = 0.7675\ S$ auftretende Konstante ist aus Hambergs Analysen bestimmt, die dieser an einem ozeanischen Wasser und zwei daraus durch Zusatz von destilliertem Wasser erhaltene Abstufungen des Salzgehalts ausgeführt hat; die Formel eignet sich also zu solchen Prüfungen der Landwasserwirkung.

Am deutlichsten werden sich diese Wirkungen erwarten lassen an einem von Landwassern stark ausgesüßten Mittelmeer, wie unsere Ostsee ist. Ich habe deshalb auf den deutschen Terminfahrten seit Mai 1906 durch E. Ruppin eine größere Anzahl von Alkalinitätsmessungen (wie üblich, nach Kjeldahls Methode) ausführen und sodann durch Beobachtungen an dem in die Kieler Föhrde einmündenden Schwentinefluß vervollständigen lassen. Es zeigt sich allgemein in der ganzen südlichen Ostsee die Alkalinität beträchtlich über das Maß gesteigert, das bei einfacher Verdünnung des ozeanischen Meerwassers zu erwarten wäre: statt bei 5 bis 6 cc liegt A bei 16 bis 18. Auf der östlichsten deutschen Station, 20 Seemeilen WSW von Memel ist A bei 6.76 Promille Salzgehalt noch 17.16, statt 5.19 cc. Die Kieler Bucht hat bei Alsen 18.77,

[1]) Scott. Geogr. Mag. 1894, p. 295.

statt der einem Salzgehalt von 12.34 Promille entsprechenden von 9.47 cc. Die entscheidende Wirkung des Flußwassers tritt aus folgenden Beobachtungen aus der Kieler Föhrde in schlagender Weise hervor:

	Alkal. cc	Salzg. Prm.
Kieler Bucht unweit Gabelsflach . . .	18.47	11.24
Kieler Hafen, Eingang zur Schwentine .	22.26	8.31
Schwentine, 700 m unterhalb des Wehrs	23.48	6.78
„ 400 m „ „ „	27.42	1.93
„ 1 m „ „ „	28.09	0.91
„ 10 m oberhalb „ „	29.14	0.10

Die Alkalinität des völlig süßen Schwentinewassers ist also ebensogroß, wie die des salzreichsten tropischen Ozeans[1]). Auch in der Nordsee ist diese Landwasserwirkung in der Nähe der Küste überall deutlich erkennbar, während sie nördlich von der Doggerbank ganz zurücktritt: Station 4 der deutschen Terminfahrten (56° 41′ N. B., 2° 15′ O. L.) ergab eine Alkalinität von 26.88 cc, dem Salzgehalt von 35.06 Promille genau entsprechend. Dagegen ist wieder in dem sogenannten baltischen Strom vor der norwegischen Küste die Landwasserwirkung sofort erkennbar: die Station 9 vor Mandal zeigte 21.10 cc (statt der für 19.55 Promille zu berechnenden 15.05 cc), Station 8 vor Egersund besaß im Mai 1906 22.66 cc (statt 18.60 cc bei 24.24 Promille). Dagegen erwiesen sich die Bodenwasser im Nordseegebiet überall nahezu so alkalisch, wie dem örtlichen Salzgehalt angemessen war. Die Gesamtreihe der von E. Ruppin durch die Ostsee und Nordsee gemessenen 48 Alkalinitäten entspricht für den Bereich des Salzgehalts von 6 bis 35.3 Promille der empirischen Formel: $A = 13.13 + 0.5106\ S - 0.00\,329\ S^2$. Natürlich folgen die im Kieler Hafen vorliegenden Störungen dieser Gleichung nicht; auch auf die ozeanischen Verhältnisse ist sie nicht anwendbar. — Weitere systematische Untersuchungen müssen zeigen, wie weit die Alkalinität ein Hilfsmittel gibt, um die Herkunft des Seewassers und seine Beimischungen von Landwasser zu erkennen[2]).

Der Verstärkung der Alkalinität durch Landwasserzufuhr steht anderwärts eine Abschwächung gegenüber, die durch Defizit an Kohlensäure hervorgebracht wird, und wie Krogh richtig angibt, durch den Verbrauch von kohlensaurem Kalk durch die Meeresorganismen erzielt ist. Das erstere wird vornehmlich in den warmen und zugleich landfernen Meeresgebieten zu erwarten sein, das zweite im Bereiche der planktonreichsten. Doch fehlen in dieser Hinsicht noch die nötigen empirischen Unterlagen, wenn sich auch für die Sargassosee und einige analog gelegene Meeresgebiete gewisse Andeutungen in der gleich zu gebenden Übersicht auffinden lassen. Kaum erheblich wird die Wirkung der Organismen sein, die den kohlensauren Kalk aus dem Seewasser herausziehen und in ihren Gehäusen und Skeletten ablagern. Nach einer Schätzung von Sir John Murray[3]) sind im Ozean unter einem qkm Oberfläche bis in 200 m Tiefe hinab 6¾ Tonnen kohlensaurer Kalk in den Körpern schwebender Organismen enthalten; das sind im Liter nur 0.0255 mg Kalk

[1]) Im August 1906 fand E. Ruppin in der Danziger Bucht an der Oberfläche A = 16.35, in Neufahrwasser aber 22.69 bis 26.37, also in der alten Weichsel nicht ganz so viel, wie in der Schwentine, aber ungefähr, wie in der Nordsee.

[2]) Zahlreiche Alkalinitätsbestimmungen aus den schottischen Gewässern rühren von Dr. John Gibson, Report of the Scotch Fishery Board for 1889, A. Dickie, Proc. R. Soc. Edinburgh Bd. 14 und 15; H. R. Mill, The Clyde Sea Area, Trans. R. Soc. Edinburgh, Bd. 36, Nr. 23, her.

[3]) Challenger Reports, Narrative 1, 980. In 1 square mile bis 100 Fathoms Tiefe 16 tons.

= 0.01 mg Alkalinität: 20mal müßte diese verschwindend kleine Menge ausgefällt und durch eine neue Generation ersetzt werden, ehe man sie überhaupt bei einer Alkalinitätsanalyse entdecken könnte. Diese Wirkung spielt also wohl nur eine untergeordnete Rolle.

Aus den Alkalinitätsbestimmungen von Dittmar und Buchanan[1]), wobei gleichzeitig brauchbare parallele Werte für den Salzgehalt gegeben werden, läßt sich ein gewisser Überblick über die Verteilung der Alkalinität an der Oberfläche und die Abweichungen von den zu erwartenden Werten gewinnen in der Art, wie das vorher für Knudsens Analysen bereits geschehen ist. Gelegentlich wird auch auf die Beobachtungen der Gazelleexpedition Bezug genommen.

Im Biskayagolf erhalte ich nach Buchanan als Mittel aus drei Bestimmungen $A = 27.67$ cc, aus dem Salzgehalt von 35.91 Promille wären 27.56 cc zu erwarten, also das Verhalten ungefähr normal. An der Westküste von Portugal aber findet sich die Alkalinität zu klein: nach Buchanan ist sie = 27.26 cc, aus dem Salzgehalt von 36.09 Promille ergäbe sich 27.70, also ein Defizit von 0.44 cc. Dagegen ist in der Bucht von Cadiz und Straße von Gibraltar die Übereinstimmung besser: A beobachtet = 28.08 cc, berechnet 28.17 cc bei 36.70 Promille Salzgehalt. — Nach Dittmars Analysen ist bei den Kanarischen Inseln (27° 24′ N., 16° 55′ W.) $A = 31.98$ cc, aus dem Salzgehalt von 36.74 Promille wären nur 28.20 cc zu erwarten, das Wasser ist also um volle 3.78 cc zu stark alkalisch, eine ganz auffallende Abweichung. Der Überschuß besteht noch weiter südlich (24° 22′ N., 24° 11′ W.); wo bei 37.10 Promille Salzgehalt 28.48 cc zu erwarten waren, aber 29.07 cc gefunden wurden. Südwestlich von den Kapverden ist die Alkalinität etwas unter Normal, in 10° 25′ N., 20° 30′ W. $A = 26.97$ cc, aus 35.37 Promille berechnen sich 27.15 cc. So fand es auch die Gazelleexpedition. Ein starkes Defizit aber zeigt das Gebiet größten Salzgehalts im Osten der Sargassosee, woher Dittmar zwei Proben analysiert hat. Die erste (30° 20′ N., 36° 6′ W.) läßt für 37.16 Promille Salzgehalt 28.53 cc erwarten, hatte aber nur 27.80 cc, die zweite (in 21° 33′ N., 31° 15′ W.) bei 37.29 Promille Salzgehalt besaß 27.75, statt der berechneten 28.62 cc.

Im westlichen Mittelmeer ist nach Buchanan die Oberfläche überall stärker alkalisch, als dem Salzgehalt entspricht. Aus 4 Beobachtungen westlich von den Balearen ergibt sich als Mittel $A = 29.83$ cc, aus dem Salzgehalt (= 37.90 Promille) berechnen sich 29.09; an der südfranzösischen Küste für 38.09 Promille nicht 29.24 cc, sondern 29.81, nördlich von Korsika bei 38.57 Promille nicht 29.61, sondern 30.53 cc.

In tropischen und subtropischen Breiten des Südatlantischen Ozeans ist in der Mitte ein Defizit, an der westlichen Seite ein Überschuß an Alkalinität bei Dittmar erkennbar. In 19° 55′ S., 13° 56′ W. ist $A = 27.99$ cc statt 28.39 (für 36.78 Promille), in 23° 27′ S., 13° 51′ W. $A = 27.58$ cc statt 28.02 (für 36.51 Promille). Dagegen in 22° 15′ S., 35° 37′ W. ist $A = 29.09$ cc statt 28.44 für 37.05 Promille, während die Proben der Gazelleexpedition gerade im Gebiete des größten Salzgehalts (37.3 Promille) ein starkes Defizit zeigen, in 22½° S., 25½° W. statt 28.63 nur 26.85, also 1.78 cc zu wenig; weiter nördlich (13¾° S., 25¾° W.) ist mit 28.68 ein kleiner Überschuß von 0.43 cc vorhanden.

Im Indischen Ozean ist südlich vom Kap (36° 48′ S., 19° 24′ O.) $A = 28.34$,

---

[1]) Chall. Reports. Physics a. Chem. I, 132 f. Comptes Rendus, Paris 1893, Bd. 116, p. 1321. Die Chlorgehalte bei Dittmar und die spezifischen Gewichte bei Buchanan habe ich in Salzgehalt, die mg CO_2 in cc CO_2 p. l. umgerechnet. Die Proben sind von Dittmar erst jahrelang nach der Rückkehr der Expedition untersucht worden. Buchanan arbeitete mit frisch geschöpftem Wasser.

für den Salzgehalt von 35.86 Promille um 0.81 cc zu hoch. Nach der Gazelle war etwas westlicher (35° S., 16½° O.) ein Defizit von 1.3 cc. In dem verdünnten Wasser bei Heard I. (50° 17′ S., 74° 46′ W., 30.28 Promille) ist $A = 23.15$ cc, also fast normal (23.24). Ebenso verhalten sich die Wasserproben der Gazelle im Bereiche der Indischen Westwinde normal. Im Eise am Polarkreise (65° 42′ S., 79° 49′ O.) ist wieder ein außerordentlich starker Überschuß vorhanden: dem Salzgehalt von 33.10 Promille entsprächen 25.41 cc, gefunden hat Dittmar 28.58 cc, also 3.17 cc zu viel.

Im tropischen Teil des Pazifischen Ozeans beim Bismarckarchipel (3° 18′ S., 152° 56′ O.) ist die Alkalinität wieder zu klein, bei 35.92 Promille 26.85 statt 27.57 cc; in der Molukkensee (9° 10′ N., 124° 25′ O.) dagegen fast normal: bei 34.12 Promille 26.18 cc statt 26.27 cc. Im Westwindgebiet des Südpazifischen Ozeans (38° 56′ S., 116° 8′ W.) findet Dittmar $A = 26.18$, aus dem Salzgehalt von 34.54 Promille folgt 26.50, also 0,32 cc mehr. Die Proben der Gazelleexpedition ergaben ein Defizit von 0.7 cc.

Wenn man für die 32 Oberflächenwasser der Gazelleexpedition ein Mittel sowohl der Alkalinität wie des Salzgehalts bildet, so erhält man $A = 26.52$ für 35.19 Promille; nach der von uns benutzten Hambergschen Konstante würde die Alkalinität 27.00 werden, also 0.48 mehr. Gewiß ist die genannte Konstante der Nachprüfung bedürftig, und sie soll auch nur einen ungefähren Anhalt gewähren. Vielleicht empfiehlt sie sich aber gerade dadurch, daß sie für die von Dittmar untersuchten Proben der Challengerexpedition im Durchschnitt eine zu niedrige Alkalinität liefert. Insgesamt nämlich finden sich bei Dittmar nach Proben der Challengerexpedition leider nur 15 Bestimmungen der Alkalinität für die Meeresoberfläche; ihr Durchschnittswert beträgt 27.58 cc und ist damit nur ein wenig, 0.34 cc über dem aus dem Salzgehaltsmittel (35.49 Promille) zu berechnenden (27.24). Ungleich größer ist die Zahl der von ihm daraufhin untersuchten Bodenwasser. Aus den offenen Ozeanen finden sich 52 Angaben sowohl für Alkalinität wie für den Salzgehalt[1]) derselben Proben. Nehmen wir zunächst auch hier das Mittel, so findet sich die Alkalinität = 28.07 cc, während aus dem Salzgehalt (35.12 Promille) nur 26.95 cc, also 1.12 cc weniger zu erwarten wären. Diese zu starke Alkalinität besteht als allgemein gültige Regel, auch wenn wir in die Einzelheiten eingehen, wie folgende kleine Übersicht nach den Bodenarten erweisen mag.

Mittelwerte der Alkalinität für Bodenwasser.

Bodenarten	Roter Ton u. Radiolar.-schlamm	Globigerinen- u. Pteropod.-schlamm	Diatomeen-schlamm	Blauer Schlick	Kalk-schlick
Zahl der Proben .	18	27	1	6	4
Salzgehalt	35.18	35.14	34.85	34.85	34.67
Alkalinität beobacht.	28.23	27.92	31.33	27.70	29.92
„ berechnet	27.00	26.97	26.75	26.75	26.62
Differenz	1.23	0.95	4.58	0.95	3.30

[1]) Es sind die g Chlor p. kg angegeben, daraus ist dann nach Knudsens Tabellen der Salzgehalt berechnet; in 6 Fällen mußte auf Buchanans Aräometerablesungen zurückgegriffen werden, die ebenfalls nach Knudsens Tabellen in Salzgehalt übergeführt wurden.

Der Überschuß ist verhältnismäßig gering im Bodenwasser über Globigerinen- und Pteropodenschlamm, mäßig über den abyssischen Sedimenten, sehr stark bei dem Kalkschlick der australasiatischen Tiefenbecken, am größten bei dem Diatomeenschlamm vom Südpolarkreis. Von Radiolarienboden stammt nur eine Probe aus dem westlichen Teil des Marianengrabens (Station 225 mit 8184 m), woselbst die Alkalinität = 28.03 cc um 1.38 cc größer ist, als nach dem Salzgehalt (34.63 Promille) zu erwarten. Dittmar[1]) hat durch eine besondere Rechnung gezeigt, daß, wenn man den für das Bodenwasser gegenüber dem Oberflächenwasser erhaltenen Überschuß an Alkalinität auf Kalk umrechnet, man 0.0075 CaO für 100 g Salz erhält, d. h. fast genau denselben Betrag (0.0073), den ihm die direkte Analyse der Meeressalze zu Gunsten des Tiefenwassers gegenüber dem Oberflächenwasser ergeben hatte.

Von Tiefenwasserproben der Gazelleexpedition hat Oskar Jacobsen 15 vollständig analysiert, einige andere hat er wegen nachträglich gebildeter Niederschläge gleich verworfen. Auch unter den übrigen fallen zwei mit unerhört hohen Alkalinitäten auf: Station 161 und 162 (im Atlantischen Ozean nahe dem Äquator) mit 35.6 und 42.1 cc, d. h. um 8.7 und 14.85 cc zu viel. Als Mittelwert für die übrigbleibenden 13 Bodenwasser aus 1555 bis 5170 m berechnet sich eine Alkalinität von 28.14 mit einem Salzgehalt von 35.5 Promille, was um 0.9 cc über normal wäre. Im Vergleich zu dem Oberflächenmittel (26.52 cc bei 35.19 Promille) ist also auch hier eine starke Zunahme der Alkalinität am Boden unverkennbar.

Alle diese Alkalinitätsbestimmungen sind leider noch zu spärlich und auch gewiß mit Fehlern behaftet, so daß es voreilig wäre, andere Folgerungen daraus zu ziehen, als solche, die Anregungen zu liefern geeignet sind.

Untersuchen wir nunmehr das Auftreten der gelösten Kohlensäure selbst, so ergibt sich als ein bedeutsamer, im Wasser selbst wirksamer Einfluß die Temperatur. Von dieser ist die Absorption aus der Atmosphäre unmittelbar abhängig, wie folgende von A. Krogh für ein Seewasser von 35.19 Promille bestimmten Absorptionskoeffizienten neben den gleichzeitig für das reine Wasser (nach Bohr und Bock) aufgeführten erkennen lassen.

	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°
Seewasser:	1.41	1.17	0.99	0.85	0.74	0.65	0.57
Reines Wasser:	1.71	1.42	1.19	1.02	0.88	0.76	0.67

Die Differenz des Koeffizienten gegenüber dem bei reinem Wasser wird, wie man sieht, bei den höheren Temperaturen geringer, sie ist bei 30° nur 1/3 so groß, wie bei 0°. Für die zwischenliegenden Salzgehalte wird eine einfache Interpolation nicht gerade genaue Werte liefern. Wie A. Hamberg auf Grund von Chlornatriumlösungen folgert, erhält man den Koeffizienten für 26.6 und 17.8 Promille, indem man die für 35.1 Promille geltenden mit 1.05 und 1.10 multipliziert.

Hieraus ergibt sich ohne weiteres, daß die warmen Meere wenig, die kalten aber viel Kohlensäure aufnehmen können. Das Quantum selbst aber hängt von der Spannung oder Tension der Kohlensäure ab. In 10 000-Teilen des Atmosphärendrucks wird, nach A. Krogh, in seinem Seewasser von 35.18 Promille (und der auffallend niedrigen Alkalinität von 22.72), die Spannung der Kohlensäure für 15° und außerdem der Gehalt an

[1]) a. a. O. S. 136. Dittmar bezieht die Alkalinität auf 55.43 g Chlor.

totaler, freier und gebundener Kohlensäure bei den verschiedenen Spannungsstufen, wie folgt.

Spannung Θ_{15^0}	Ganze Kohlensäure cc	Freie Kohlensäure cc	Gebundene Kohlensäure als Karbonat cc	Gebundene Kohlensäure als Bikarbonat cc
0.7	33.45	0.0595	33.39	10.67
1.15	36.69	0.0975	36.59	13.82
1.5	37.79	0.1275	37.66	14.94
2.95	40.98	0.2505	40.73	18.01
5.4	43.78	0.4585	43.32	20.60
13.9	46.14	1.180	44.96	22.24
29.5	48.76	2.52	46.24	23.47
352	83.36	29.9	53.46	30.75

Die Spannungen bei 15° lassen sich auf andere Temperaturen t^0 reduzieren, wenn man die Absorptionskoeffizienten bei diesen kennt, denn es ist $\Theta_{t^0} = \Theta_{15^0} \cdot \alpha_{15^0}/\alpha_{t^0}$. — Diese Bestimmungen verdienten wohl mit Seewasser von verschiedener Konzentration wiederholt und ergänzt zu werden. Einstweilen lassen sie erkennen, daß Beziehungen zwischen der Spannung und dem Verhältnis der Mengen des Karbonats und des Bikarbonats bestehen.

Als Hauptquelle der ozeanischen Kohlensäure wird gewöhnlich die Atmosphäre betrachtet. Es kann aber für uns keinem Zweifel unterliegen, daß die Kohlensäure von Anfang an Eigentum des Ozeans gewesen ist (vergl. S. 226) und, soweit sie an die im Meerwasser gelösten Salze gebunden vorkommt, von Anfang an deren Schicksale geteilt hat. Es sei in dieser Hinsicht auch auf das über den kohlensauren Kalk im Meerwasser früher Gesagte verwiesen (S. 159). Freilich wird das vorhandene Kapital an Kohlensäure gewissen Veränderungen unterworfen sein, die wir nunmehr untersuchen wollen. Es kommen hier Eingriffe in Betracht, die vom Erdinnern, von den Organismen im Meer, und von der Meer wie Land umspannenden Atmosphäre ausgehen.

Es besteht kein Zweifel, daß der Meeresboden dem Ozean Kohlensäure zuführen wird, zumal wo vulkanische Eruptionsstellen dieses im Erdinnern offenbar in ungeheuren Quantitäten aufgespeicherte Gas heraustreten lassen[1]). Daß aber ozeanische Kohlensäurequellen bisher noch nicht aufgefunden sind, liegt zunächst daran, daß die früheren Tiefseeexpeditionen nur über recht unvollkommene Methoden zur Gewinnung der Wasserproben einerseits und deren gasometrischer Analyse anderseits verfügten. Sodann aber kommt in Betracht, daß die Bodenschichten der Meere unter einem sehr hohen Druck von vielen hundert Atmosphären stehen; daher wird die austretende magmatische Kohlensäure sofort verflüssigt in Lösung übergehen und sich durch Diffusion und Tiefenströme langsam verteilen. Die Verflüssigung tritt ein: bei 15° mit 52, bei 10° mit 46, bei 5° mit 40 und bei 0° mit 35 Atmosphären, und der

[1]) Dittmar a. a. O. S. 213.

kritische Druck liegt bei 73 Atmosphären, also in einem Meeresniveau von rund 730 m Tiefe. Vom Meeresboden der eigentlich ozeanischen Tiefen kann also Kohlensäure nicht in Gasblasen aufsteigen. Auf welche Art diese abyssischen Kohlensäuerlinge nachzuweisen sind, bedarf noch besonderer Prüfung. In geringeren Tiefen werden sie sich durch eine Übersättigung des Wassers mit Kohlensäure bemerkbar machen, und vielleicht gehört ein von J. Walther und Schirlitz[1]) aus dem Golfe von Neapel beschriebener Fall hierher.

Geringer in quantitativer Beziehung ist für die Gesamtbilanz die Zufuhr von Kohlensäure aus den biologischen Prozessen, vornehmlich der Respiration, die von allen lebenden Organismen ausgeht, sodann der Verwesung im Meere versinkender organischer Substanz, wovon bereits früher die Rede war[2]). In abgeschlossenen Mulden der Nebenmeere kann freilich die Kohlensäure auf diese Weise zeitweilig sehr stark anwachsen, indem gleichzeitig der Sauerstoff stark abnimmt. Umgekehrt wird die Vegetation, also namentlich das Phytoplankton im Sonnenlicht die Kohlensäure zerlegen, also ihren Bestand im Ozean vermindern.

O. Pettersson[3]) hat hierfür Beispiele aus dem Gullmarfjord gegeben. Am 17. Februar 1890 fanden sich dort:

Tiefe m	Temp. C°	Salzgehalt Promille	Sauerstoff cc	Stickstoff cc	Kohlensäure cc
30	3.0°	29.16	6.86	14.10	44.33
50	5.4°	33.11	5.65	13.12	47.53
70	5.0°	33.93	2.46	11.11	50.34
100	4.5°	34.14	2.19	13.39	51.55
140	4.2°	33.91	1.58	12.70	—

Der normale Gehalt an Sauerstoff für Wasser von 34 Promille ist bei 4.5° = 7.2 cc; außerhalb des Fjords fanden sich 6.4 cc, das Defizit im Innern desselben ist also außerordentlich stark. Die Kohlensäure aber, die normalerweise 47 bis 48 cc (bei 34 Promille) sein sollte, ist stark im Überschuß mit 3—4 cc, was völlig hinreichen würde, alles Alkali in Bikarbonat umzuwandeln. Pettersson veranlaßte Fräulein H. Lovén zu untersuchen, wieweit ein so geringer Sauerstoffgehalt von den Meeresorganismen vertragen wurde. Es zeigte sich, daß Algen (im Dunkeln) allen Sauerstoff aus dem Wasser herausziehen können und in dem sauerstoffleeren Wasser mindestens 60 bis 70 Stunden ohne Schaden zu leben vermögen, indem sie nach erfolgter Ventilation wieder frisch weiter vegetieren. Größere Tiere, wie Kabeljau und Wittling, in einem Aquarium von 18.5 Liter untergebracht, vermochten die durch Respiration erfolgte Erniedrigung des Sauerstoffs von 5.18 cc bis auf 0.19 cc nicht zu überstehen; die Kohlensäure war während des 6stündigen Versuchs von 39.56 cc auf 44.17 cc angewachsen. Kleinere Fische vertrugen eine Erniedrigung des Sauerstoffs auf 0.8 cc besser und erholten sich nach erfolgter Ventilation wieder. Pettersson meint infolgedessen, daß die Tiefen des Gullmarfjords

[1]) Zeitschr. D. Geol. Ges. 1886, Bd. 38, S. 331, Probe V und XII.
[2]) Vergl. S. 196, auch Anm. 2.
[3]) Scott. Geogr. Mag. 1894, p. 526 f.

mit 1.8 cc Sauerstoff im Liter nicht notwendig steril zu sein brauchten, wenn auch die Fischereien dabei nicht gerade gedeihen könnten. Ähnliche Experimente sind auch sonst mehrfach ausgeführt[1]). Knudsen[2]) und Ostenfeld haben auch dieselben Wirkungen bei tierischem Plankton (mit Kopepoden) nachgewiesen, während sie umgekehrt das vegetabilische Plankton die Kohlensäure bei Licht verbrauchen und Sauerstoff abspalten sahen. Drei Literflaschen wurden mit Seewasser gefüllt, zwei mit gleich großen Mengen von Diatomeen beschickt und eine davon in Stanniol gehüllt, um das Licht abzuschließen. Nachdem die Flaschen drei Stunden im Wasserbade gestanden hatten, wurde der Gasgehalt untersucht und ergab:

	Kohlensäure cc	Sauerstoff cc	Stickstoff cc
Flasche ohne Diatomeen	43.06	6.27	12.52
„ mit „ im Dunkeln .	43.65	3.93	12.18
„ „ „ „ Licht . .	32.73	17.27	12.30
Gasumsatz im Dunkeln	+ 0.59	— 2.34	— 0.34
„ „ Licht	— 10.33	+ 11.00	— 0.22

Man sieht deutlich die Pflanzen im Licht die Kohlensäure verbrauchen und den Sauerstoff frei machen, im Dunkeln aber Sauerstoff einatmen und etwas Kohlensäure aushauchen. Wo das Plankton der einen oder der anderen Art örtlich einmal dichter wuchert, wird es erhebliche Störungen in der Menge der Kohlensäure geben: Zooplankton wird sie vermehren, Phytoplankton sie vermindern.

Als Hauptquelle der Veränderungen im Bestande der Kohlensäure des Meeres darf die Atmosphäre gelten. Nimmt man deren durchschnittlichen Gehalt zu 0.03 Prozent an, so ist das Gesamtgewicht der in der Atmosphäre vorhandenen Kohlensäure auf 2.4×10^{12} Tonnen zu veranschlagen. Auch dieses Quantum ist nicht unveränderlich. Der Kreislauf der Kohlensäure von Pflanzen zu Tieren und durch die Atmosphäre wieder zurück zu den Pflanzen wird die Gesamtmenge zwar nur wenig ändern. Die Entwicklung der Kohlensäure durch Verbrennung der Steinkohle aber ist, wie A. Krogh[3]) mit Recht hervorhebt, eine stetig stärker fließende Quelle. Mindestens 780 Millionen Metertonnen sind schon im Jahre 1901 auf der Erde davon gewonnen und verbrannt worden: dadurch gelangten 2.6×10^{9} Tonnen Kohlensäure mehr in die Atmosphäre, und das wiederholt sich jedes Jahr in verstärktem Maße, wenn es sich auch zunächst nur um einen jährlichen Zuwachs von ein Promille handelt. Aber die atmosphärische Kohlensäure stellt nur einen kleinen Bruchteil der im Ozean suspendierten vor. Für ein Wasservolum von 1.3×10^{18} cbm und unter der Annahme, daß durchweg nur 50 mg im Liter (bei einer Tension von 0.03) gelöst seien, berechnet Krogh die Gesamtmenge der ozeanischen Kohlensäure zu 65×10^{12} Tonnen, also 27mal mehr, als in der Atmosphäre vorhanden sind. Es kann das aber nur ein Minimalwert sein, da

[1]) Regnard a. a. O. S. 354, 412.
[2]) Knudsen, Ann. d. Hydr. 1896, S. 463.
[3]) Meddelelser om Grönland, Heft 6/7, 1902/04, p. 419.

die in Tiefen von mehr als 730 m suspendierte Kohlensäure flüssig, also der Zusammendrückung nach den für Flüssigkeiten geltenden Gesetzen unterworfen ist, wodurch das in der Volumeinheit enthaltene Gewicht vermehrt werden muß.

Es ist nun nicht zu bezweifeln, daß bei Differenzen in der Spannung der Kohlensäure des Meeres und der Luft ein Austausch stattfinden, d. h. an der Meeresoberfläche eine Absorption eintreten wird, wenn die Tension der atmosphärischen Kohlensäure größer ist, als die Tension der ozeanischen, und umgekehrt der Ozean Kohlensäure an die Atmosphäre abgeben wird, wenn seine Tension größer ist. Der Austausch erfordert natürlich eine gewisse Zeit, die von dem sogenannten Invasions- und Evasionskoeffizienten der Kohlensäure für das Meerwasser abhängig ist. Nach experimentellen Daten, die Bohr für Kochsalzlösungen erhielt, rechnend, kommt Krogh zu dem Ergebnis, daß die gegenwärtig durch Steinkohlenheizung der Atmosphäre zugeführte Kohlendioxydmenge leicht vom Ozean übernommen werden könnte. Die Meeresoberfläche würde bei einer Spannungszunahme in der Kohlensäure um 0.001 Prozent Atmosphärendruck im Jahre für jeden Quadratzentimeter 0.525 cc Kohlensäure absorbieren und darum für ihr ganzes Areal 3.8×10^9 Tonnen, also rund $1^1/_2$ mal mehr als die Steinkohlenverbrennung liefert. Der Ozean ist also in dieser Beziehung ein großartiger Regulator, der zwar langsam, aber doch ergiebig einzugreifen vermag.

Nach den Zusammenstellungen von Krogh[1]) ist kaum zu bestreiten, daß die Kohlensäuretension der Luft über dem Ozean und an den Küsten zur Zeit geringer ist, als über dem Lande:

Ozeanische Luft, mehrjähriges Mittel . .	0.0292	nach	Schultze,
„ „ 51 Atlantische Beob. . .	0.0295	„	Thorpe,
„ „ beim Kap Horn	0.0258	„	Muntz u. Aubin,
Küstenluft in England und Frankreich . .	0.0290	„	Armstrong, Muntz u. a.
„ „ Chile	0.028	„	Muntz u. Aubin,
Binnenlandluft in Schweden	0.032	„	Palmqvist,
„ „ Brandenburg	0.0334	„	Fittbogen,
„ „ Böhmen	0.0343	„	Farsky.

Hieraus geht hervor, daß der Kohlensäuregehalt der Atmosphäre vom Lande aus zur Zeit in Steigerung begriffen ist.

Wenn wir nach den nicht eben sehr zahlreichen guten Bestimmungen des Kohlensäuregehalts des Seewassers die örtlichen Unterschiede und deren Ursachen feststellen, so ergeben sich, wie auch aus dem Vorigen zu schließen ist, in erster Linie dreierlei gleichzeitig nebeneinander wirkende Beziehungen: zum Salzgehalt, zur Temperatur und zum Plankton.

Die Terminfahrten der internationalen Meeresforschung bewegen sich im Bereiche der nordeuropäischen Gewässer durch die stärksten Abstufungen des Salzgehalts. Nehmen wir Oberflächenwasser, bei denen gleichmäßigere Ventilation möglich ist, so erhalten wir folgende Reihenfolge, die erkennen läßt, daß die Kohlensäure zunimmt, wie die Salze, an die sie gebunden ist.

---

[1]) a. a. O. S. 423 (auch Dittmar a. a. O. S. 220). Krogh selbst fand an der grönländischen Küste die außerordentlich hohe Tension von 0.04 bis 0.07.

Meeresteil	Kohlensäure cc	Salzgehalt Promille	Temp. C°	Bemerkungen
Bottnischer Golf . .	17.2	3.22	-4.1	Station F 8, Okt. 1904
" " . .	23.6	4.69	13.7	" F 24, Aug. 1904
Nördliche Ostsee .	34.2	6.85	7.0	" F 74, Okt. 1904
Fehmarnbelt	35.24	12.03	0.7	" D 3, Febr. 1904
Neustadter Bucht . .	37.00	14.15	1.6	" D 4, " 1904
Skagerrak	45.15	28.42	1.0	" S 14, " 1904
"	46.00	30.82	9.6	" S 4, Nov. 1903
"	48.17	33.57	3.2	" S 14, Febr. 1905
Südlich von Island . .	49.0	35.0	—	Mittel von Tornöe
Golf von Neapel . .	52.2	38.3	—	Walther und Schirlitz
Östliches Mittelmeer .	53.04	39.00	26.7	Natterer Station 24

Von einer einfachen Proportionalität zwischen Salz- und Kohlensäuregehalt kann nicht die Rede sein, nicht nur, weil auch die anderen beiden vorher genannten Faktoren gleichzeitig einwirken, sondern weil auch die natürlichen süßen Landwasser Kohlensäure enthalten. Die an Kalkkarbonaten reichen Binnenseewasser haben oft so große Mengen von Kohlensäure gelöst, daß sie die ozeanischen Gewässer übertreffen. F. Hoppe-Seyler[1]) hat Bodenseewasser nach Tornöes Methode analysiert und folgende Mengen erhalten:

Ort	Tiefe m	Total CO_2 cc	Als Karbonat cc	Als freie CO_2 cc
1. 0.2 km südlich von Wasserburg	2.5	51.24	23.57	4.10
2. 1.5 km südw. von Wasserburg	115	54.50	24.86	4.77
3. Mitte des Überlinger Sees	147	53.63	24.75	4.14

Der Einfluß der Temperatur geht, wie bei allen anderen Gasen, dahin, daß bei höheren Temperaturen der Kohlensäuregehalt erniedrigt wird. Leider sind die zahlreichen Analysen, die J. Y. Buchanan, der Chemiker der Challengerexpedition, an frischen Wasserproben ausgeführt hat, wegen eines technischen Fehlers (er erhielt nur das lose gebundene Gas, also kaum die Hälfte des Ganzen) für diesen Zweck nur bedingt zu brauchen. Nach einer sorgfältigen Diskussion kommt Dittmar zu dem Ergebnis, daß sich die Gewässer der hohen Südbreiten in der Tat kohlensäurereicher erweisen, als die vom Challenger durchfahrenen Tropenflächen. Da auch die Beobachtungen der Gazelleexpedition hiefür versagen, wird man seine

[1]) Im 24. Heft der Schriften des Vereins für Geschichte des Bodensees.

Hoffnung auf die fleißige gasometrische Arbeit der deutschen Südpolar-expedition setzen dürfen. In den heimischen Meeren findet sich aus den finnischen Gewässern folgendes Beispiel für niedrigen Salzgehalt:

	Kohlensäure cc	Salzgehalt Prm.	Temp. C°
Station F 52ª Mai 1904:	28.5	5.10	— 0.28°
„ F 24 August „	26.0	5.10	+ 10.38°

Die Einwirkung der Temperatur ist deutlich, wenn auch nicht von sehr großem Betrage.

Für den dritten Faktor, die Häufigkeit und Art des Planktons, sind bereits im vorigen einige klare Beispiele gegeben. Die Bulletins der internationalen Terminfahrten sind voll von Beweisen, wie in den Tiefenbecken der Ostsee oder des Skagerraks stagnierendes Wasser seinen Kohlensäuregehalt vermehrt bei gleichzeitiger Abnahme des gelösten Sauerstoffs. Im östlichen Skagerrak sind dabei Übersättigungen an Kohlensäure festgestellt worden, die ganz auffallend hohe Beträge erreichen. Nahe am Boden der schwedischen Stationen 15 und 16 fanden sich zusammen:

	Kohlensäure cc	Sauerstoff cc	Salzgeh.	Temp.
Station 16, August 1902:	52.02	3.46	34.58	4.48°
„ „ November „ :	52.13	2.91	34.56	4.57°
„ 15, Februar 1903:	51 75	5.05	33.87	4.98°

Im Bornholmtief steigt das Tiefenwasser (bei 95 bis 100 m) nach längerem Stagnieren von seinem normalen Gehalt an Kohlensäure von etwa 38 cc auf 43, ja 45 cc (so im Mai 1905, wo nur 0.9 cc Sauerstoff übrig waren). Diese Einwirkungen des animalischen Planktons, zusammen mit denen des Bodens (vgl. S. 301), sind also beträchtlicher, als die der Temperatur; sie werden sich im einzelnen nur durch quantitative Methoden, d. h. exakte Zählung der in Betracht kommenden Organismen klarlegen lassen, was also auch der Zukunft vorbehalten bleibt.

Von der Verteilung der Gase im Weltmeer wissen wir also alles in allem zur Zeit noch recht wenig.

7. Das Meerwasser als Pflanzennährlösung.

Da die Pflanzen allein imstande sind, organische Substanz aus unorganischer, insbesondere Eiweiß, neu zu bilden, und da wir Pflanzen auf hoher See in mehr oder weniger dichter Zerstreuung als Plankton gedeihen sehen, müssen wir annehmen, daß sie im Meerwasser selbst alle Nährstoffe vorfinden, die sie zum Aufbau ihres Körpers brauchen. Aber wir haben auch große Unterschiede in der Dichtigkeit des Planktons feststellen müssen. Es war nicht nur der Gegensatz zwischen der planktonarmen Hochsee gegen die planktonreicheren Küsten- und Nebenmeere, sondern es sind auch allgemein die tropisch warmen Gebiete ärmer als die kalten und die Polarmeere. Hieraus ergibt sich der einschränkende Schluß, daß solche Ungleichmäßigkeiten in der Verbreitung der Meeresflora auf einer örtlichen Verschiedenheit in der Ausstattung mit Nährstoffen beruhen werden.

Hiermit Hand in Hand geht auch die größere oder geringere Entwicklung der Tierwelt, die ja in letzter Reihe durchaus von der Vegetation abhängig ist, die allein das Eiweiß zu schaffen vermag. Es ist schon früh bemerkt worden, daß die kalten und die Polarmeere nicht nur ungeheure Mengen an Tieren, sondern auch Tiere von bedeutender Körpermasse, wie die Riesen der Tierwelt, die Wale, ernähren, während die Tropenmeere, was Fülle und Massigkeit der Individuen betrifft, hinter den kalten Regionen ersichtlich zurückbleiben. Beobachter, die beide Zonen der Erde vergleichen konnten und einen Blick für quantitative Verhältnisse hatten, wie Charles Darwin, oder nach ihm Schmarda, W. Kükenthal und Karl Brandt unter den Zoologen, und A. F. W. Schimper unter den Botanikern, sind darin einer Meinung[1]). Darwin vergleicht die dichten submarinen Wälder der Riesentange (namentlich die über 300 m lange *Macrocystis pyrifera* im magellanischen Archipel) mit den Urwäldern der üppigsten Tropenländer, und Kjellman, der die arktische Algenvegetation in grundlegender Weise studiert hat, gibt seinem unverhohlenen Erstaunen Ausdruck über die auch unter mächtiger Eisdecke im Dämmerlicht lebende, aber in ungebeugter, üppigster Lebenskraft in Fülle gedeihende Tangvegetation der Nordpolarmeere. An der pazifischen Küste Nordamerikas entwickelt die *Nercocystis* in jedem Jahre neu aus einer Keimzelle Stämme von 30 m Länge und daran je 48 Blätter von je 15 m Länge. Wo quantitative Planktonfänge mit Vertikalnetzen längere Zeit hindurch regelmäßig ausgeführt wurden, wie im Karajakfjord in Westgrönland, in der Kieler Bucht, im Mittelmeer bei Neapel und Syrakus, sowie im Bismarckarchipel bei Ralum, ergibt sich auch für die reichsten jeweils erzielten Fänge ein starker Überschuß an Volum zu Gunsten der hohen Breiten, eine ausgesprochene Armut im Mittelmeer und in den Tropen. Da sich alles Plankton auf die Pflanzen als die einzigen Mehrer organischer Substanz aufbaut, müssen in den warmen Meeren die Lebensverhältnisse der Planktonpflanzen in irgend einer Hinsicht ungünstig sein.

Für die Ernährung und das Gedeihen der im Meere lebenden Pflanzen sind nun folgende Stoffe unumgänglich notwendig: Kohlenstoff, Sauerstoff, Wasserstoff, Stickstoff, Schwefel, Phosphor, Calcium, Kalium, Magnesium, Eisen und Silicium, die sämtlich im Seewasser vorkommen. Einer oder mehrere von ihnen aber müssen im Bereiche der warmen Meere nur spärlich und unzureichend oder, wie der Botaniker seit Liebig sagt, im Minimum vertreten sein, so daß das vegetabilische Plankton nicht üppig gedeiht. Dieser Frage näher getreten zu sein, ist das Verdienst von Karl Brandt.

Zu den im Minimum vertretenen Stoffen gehören keinesfalls Sauerstoff, Wasserstoff, Kohlenstoff, Schwefel, Kalium, Magnesium, Calcium und Eisen, die im Wasser und den darin gelösten Salzen mehr als genügend zur Verfügung stehen: der Kohlenstoff in der Form der Kohlensäure, die anderen in Chloriden, Sulfaten und Karbonaten. Der atmosphärische Stickstoff aber ist in ungebundener Form der übergroßen Mehrzahl der Pflanzen unzugänglich: sie nutzen ihn in der Regel nur als Ammoniak (NH_3), Nitrite (N_2O_3), namentlich aber als salpetersaure Salze oder Nitrate

---

[1]) Die Beläge sind von Karl Brandt gesammelt in Wiss. Meeresunters. der Kieler Kommission Bd. 4, 1899, S. 215 ff. und Bd. 6, 1902, S. 25 ff.

(N_2O_5) aus, die nicht eben reichlich im Meerwasser vorkommen. Das Calciumkarbonat ($CaCO_3$) ist ebenfalls überall vorhanden und bildet rund 0.02 Prozent des Seesalzes, kann also den kleinsten Planktonpflanzen der Hochsee, den Kokkolithophoriden, überall zur Verfügung sein, wie den schelfbewohnenden Kalkalgen, oder auch den Seetieren. Der kohlensaure Kalk ist nach den von E. Cohen und H. Raken[1]) an künstlichem Seewasser ausgeführten Sättigungsversuchen nahezu in der Menge auch im Meere vorzufinden, wie er sich als neutraler kohlensaurer Kalk in kohlensäurefreiem Meerwasser lösen würde; noch reichlicher ist Calcium als Gips gelöst zur Verfügung. Wieweit die Pflanzen den Kalk aber in dieser Form verwenden, steht noch nicht fest; die niederen Tiere bauen ihre Skelette und Schalen nach den Experimenten von Otto Maaß[2]) anscheinend allein aus Kalkkarbonat auf und nicht aus dem Calcium des Gipses. Anders steht es mit den schwer löslichen phosphorsauren Salzen, die namentlich als phosphorsaurer Kalk in geringen Mengen von den im Meere lebenden Pflanzen gebraucht werden, und endlich mit der Kieselsäure, die den Diatomeen zum Aufbau ihrer Frustulen unentbehrlich ist.

Auf Veranlassung von Karl Brandt hat Dr. E. Raben an zahlreichen Proben von den deutschen Terminfahrten durch die Ost- und Nordsee den Gehalt an Ammoniak, Nitriten und Nitraten im Oberflächenwasser nach best bewährten Methoden bestimmt. Die Ergebnisse sind in nachstehender Tabelle aufgeführt (die Zahl der analysierten Proben betrug je 12—15 in jedem Meeresteil[3]).

Stickstoffgehalt des Oberflächenwassers, mg p. Liter.

	Ostsee		Nordsee	
	N als Ammoniak	N als Nitrit und Nitrat	N als Ammoniak	N als Nitrit und Nitrat
1904 Februar	0.068	0.199	0.063	0.216
„ Mai	0.065	0.170	0.065	0.217
„ August	0.057	0.095	0.061	0.079
„ November	0.050	0.070	0.044	0.101
1905 Februar	0.046	0.096	0.061	0.201

Als Mittel für das Jahr 1904 ergibt sich für die freie Ostsee $N = 0.061 + 0.134 = 0.195$ mg, für die freie Nordsee $0.058 + 0.152 = 0.210$ mg, also kein wesentlicher Unterschied. Für die warmen Meere mit wenig Plankton stehen allein die sehr sorgfältigen Untersuchungen von Natterer aus dem Mittelländischen und Roten Meer zur Verfügung: er fand Nitrate überhaupt nicht, trotz eifrigen Nachforschens weder im Oberflächen-, noch im Tiefenwasser. Leichter gelang der Nachweis für Nitrite und gut

[1]) Versl. Akad. Vet. Amsterdam IX, 1901, S. 28.

[2]) Verh. d. D. Zool. Ges. 1904, S. 190.

[3]) Nach Brandt im 3. Jahresbericht über die Beteiligung Deutschlands an der internationalen Meeresforschung, herausgeg. von Dr. W. Herwig, Berlin 1906, S. 30. — Ältere Bestimmungen von Dieulafait und Murray verwirft Brandt, da sie nicht an frischem Material ausgeführt sind.

für Ammoniak. Die Nitrite fand er in nur ganz geringen Mengen in den tieferen Schichten, an der Oberfläche meist nur in Spuren (0.008 bis 0.011 mg p. L.), dabei im syrisch-cyprischen Gebiet mehr als im ägäischen oder ionischen. In Form von Ammoniak war Stickstoff im Oberwasser im Durchschnitt auch nur mit etwa 0.060 mg p. L. vertreten, so daß also in der Tat in jenen warmen Meeren der gebundene Stickstoff nur mit 1/3 der in den kühlen heimischen Meeren vorhandenen Menge nachgewiesen und damit eine große Wahrscheinlichkeit dafür erbracht ist, daß der Stickstoff in den warmen Meeren im Minimum vertreten ist. Brandt verweist in dieser Beziehung auf den im Eiweiß der lebenden Meeresorganismen unserer heimischen Gewässer enthaltenen Stickstoff, der, nach seinen Analysen der Trockensubstanz des Planktons, nur 1/7 bis höchstens 1/4 des in anorganischer Form vorhandenen Stickstoffs ausmacht. Indem er auf eine hohe Quote der Ausnutzung dieses Stickstoffs durch das Plankton rechnet, da die kleinen Organismen im Vergleich zur Körpermasse eine große Oberfläche besitzen und gänzlich in der Nährlösung schwimmen, nimmt er an, daß im allgemeinen in unseren kühlen Meeren genug anorganischer Stickstoff dargeboten wird. In den warmen Meeren ist dann aber zu wenig vorhanden und diese müssen daher (quantitativ) arm an Plankton werden.

Die Ursache für das Stickstoffdefizit der warmen Meere erblickt er im Eingreifen gewisser Bakterien. In ähnlicher Weise, wie es im Ackerboden sowohl stickstofftrennende, als auch stickstoffbindende Spaltpilze gibt, soll das auch im Meere der Fall sein. Die stickstofftrennenden oder denitrifizierenden Bakterien spalten aus den Nitraten Stickstoff ab und machen sie zu Nitriten und aus diesen befreien sie zuletzt den letzten Stickstoff, der dann gasförmig wird und sich mit dem atmosphärischen Gase vereinigt. Dieser merkwürdige Prozeß ist mit einer Oxydation von Kohlenstoffverbindungen verknüpft und stellt eine Form der Atmung vor, wobei statt des atmosphärischen Sauerstoffs der gebundene Sauerstoff der Nitrate und Nitrite verbraucht wird. Ihnen entgegen wirken die stickstoffbindenden oder nitrifizierenden Bakterien, die aus dem atmosphärischen Stickstoff oder aus dem Ammoniak Nitrite und Nitrate bilden und damit den Pflanzen den Stickstoff in assimilierbarer Form zuführen. Die Tätigkeit der stickstofftrennenden Bakterien steigert sich mit erhöhter Temperatur, sie ist ein Minimum bei 0°; deshalb vermutet Brandt, daß in den warmen Tropenmeeren die auf die verschiedenste Weise in das Meer gelangenden assimilierbaren Stickstoffverbindungen in großem Umfange zerstört werden, und daß dort die stickstoffbindenden Bakterien in der Minderheit sind, da deren Tätigkeit durch niedrige Temperatur gefördert wird. Man sieht nun, wie nach dieser Hypothese sich alles zu Gunsten der kühleren Meere wendet, wo sich die Stickstoffspaltung geringer, die Stickstoffbindung ergiebiger gestaltet, was dann im Reichtum der höheren Breiten an Wasserpflanzen und Phytoplankton und entsprechend auch im Gedeihen der von den Pflanzen zehrenden Tierwelt zum Ausdruck gelangt.

Brandt stützt seine Hypothese von der großen Leistungsfähigkeit der stickstofftrennenden Bakterien auch noch auf folgende, den allgemeinen Stoffumsatz vom Land zum Meer betreffenden Erwägungen. Das Festland

führt die auf ihm von den Organismen erzeugten stickstoffhaltigen Verwesungs- und Stoffwechselprodukte, die leicht im Wasser löslich sind, durch die Flüsse in das Meer hinaus. In den Flußwässern sind in der Tat nicht unbeträchtliche Mengen von Ammoniak und Nitraten nachgewiesen. Nimmt man, wie im Rhein, mindestens 2 mg p. Liter und als Ausflußmenge aller Flüsse der Erde das 300fache des Rheinausflusses an, was Minimalwerte geben dürfte[1]), so erhält man nach Brandt eine Zufuhr von Stickstoff im jährlichen Betrage von 39.2 Millionen Tonnen in den Ozean, also auf 30 000 cbm jährlich 1 g Stickstoff. In 100 000 Jahren aber ist diese Menge schon auf 3 g, in einer Million Jahre auf 30 g Stickstoff oder 135 g Salpetersäure in 1 cbm angewachsen, was zu einer Vergiftung der meisten Tiere und Pflanzen im Meere führen müßte.

Brandt hat dabei von der Zufuhr von Stickstoffverbindungen aus der Atmosphäre, wo die elektrischen Entladungen salpetrige Säure liefern, ganz abgesehen; diese Zufuhr ist über den Meeren der Erde abhängig von der Häufigkeit der Gewitter, des Wetterleuchtens und der Elmsfeuer. Die geographische Verbreitung der Gewitter über den Ozeanen ist nach den Arbeiten von A. v. Danckelman und P. Schlee dahin zu kennzeichnen, daß sie im landfernen Ozean allgemein seltener sind, als in der Nähe des Festlands, daß sie aber in der Kalmenzone und im indischen Nordwestmonsun ganz erheblich häufiger sind auch über dem Ozean, als im eigentlichen Passat, und namentlich ein Minimum werden im Gebiete der Roßbreiten, während sie in den höheren Breiten der Südhalbkugel nicht merklich häufiger sind, als im Passat. Gewitterreich sind Golfstrom, Brasilienstrom, Agulhasstrom. Danckelman gibt für den Indischen Ozean zwischen 40°—45° S. B., 20°—110° O. L. jährlich nur 15 Gewittertage, dagegen in der Zone zwischen 5° N. und 5° S. B., 60°—100° O. L. deren 119. Dagegen kennt man auf den Färöer deren im Mittel nur 1.5, in Island nur 1.1, in Godthaab auf Westgrönland nur 0.2[2]). Nun verhält sich die Beimengung von Nitraten zum Regenwasser ganz dementsprechend, wo sie bisher geprüft worden ist. Bei nahezu gleicher jährlicher Regenhöhe empfängt Caracas und die Insel Réunion mit jedem Liter Regenwasser rund 2.5 mg Nitrat, dagegen das Elsaß und England nur 0.2 und 0.4 mg. Ebenso ist die Ammoniakbeimengung in Caracas 1.6 mg, gegen 0.5 mg p. L. im Elsaß und 1.0 in England, trotzdem die tropische Atmosphäre an sich weniger Ammoniakgas enthält, als die unserer Breiten[3]). Die Zufuhr dieser Stickstoffverbindungen muß also entlang den tropischen Küsten und in den Kalmen ein Maximum, in der Roßbreitenzone und in den hohen Breiten ein Minimum werden.

Trotz solcher Zufuhr von Stickstoff aus der Atmosphäre wie vom Lande her ist der Ozean aber einer sekulären Vergiftung nicht unterworfen, da nach Brandt die stickstofftrennenden Spaltpilze eingreifen und eine solche Anhäufung von gebundenem Stickstoff verhindern. Wie leistungsfähig sie in der Hinsicht sind, erkennt Brandt aus der Tatsache, daß im Kieler Hafen die stickstoffhaltigen Abgänge menschlichen Stoffwechsels schon in kurzer Entfernung von den Sielmündungen fast völlig beseitigt werden. Der zur Stütze für seine Hypothese erforderliche Nachweis solcher denitrifizierender Spaltpilze in der freien Ostsee und Nordsee ist in den letzten Jahren schrittweise von Brandt erbracht worden[4]), und er ist bestrebt, seine Hypothese auch weiterer experimenteller Prüfung zu unterziehen, die übrigens großen technischen

[1]) Nach dieser Schätzung erhielte man 19 600 ckm; nach der neuesten Ermittlung von Dr. Fritzsche aber sind es 30 600 ckm; vergl. S. 227, Anm. 1.

[2]) Hann, Lehrbuch der Meteorologie, Leipzig 1902, S. 646 gibt die Literatur.

[3]) A. Müntz und V. Marcano in Comptes Rendus Acad. Paris 1889, Bd. 108, p. 1062; 1891, Bd. 113, p. 779.

[4]) Beihefte zum Botanischen Zentralbl. Bd. 16, Jena 1904, S. 392.

Schwierigkeiten begegnen. Günstig für seine Ansichten sind die bisher durch Dr. H. Gazert [1]) bekannt gewordenen Analysen der auf der deutschen Südpolarexpedition gesammelten Wasserproben; diese konnten freilich erst nach der Heimkehr des Gauß untersucht werden, und sind nicht ohne weiteres den an frischem Wasser erhaltenen Ergebnissen vergleichbar. Sie zeigen aber den vermuteten Gegensatz zwischen dem warmen Tropen- und dem kalten Polarwasser. 11 Analysen aus dem Eise ergaben 0.24 mg Stickstoff in Ammoniak, 0.42 in Nitrit- und Nitratform, zusammen 0.66 mg. Atlantisches Tropenwasser von 25°—27° hatte 0.14 mg als Ammoniak, 0.16 als Nitrit oder Nitrat, zusammen 0.30 mg gebundenen Stickstoff im Liter Wasser. Es fehlt auch nicht an Einwänden. Alexander Nathanson [2]) knüpft an eine Bemerkung Schlösings an, der das im Meerwasser vorhandene Ammoniak in die Atmosphäre übergehen und durch die Winde dem Lande wieder zurückgeführt werden läßt, was sich also, wegen der Zufuhr gelösten Ammoniaks durch die Flüsse, alles in nächster Nähe der Küsten abspielen muß. Natürlich trifft dieser Einwand, wenn er zu Recht besteht, nur einen Bruchteil des vom Land ins Meer gelangenden gebundenen Stickstoffs. Außerdem leugnet Nathanson die Existenz der stickstoffbindenden Bakterien, die den Ammoniak in Nitrat überführen und so den denitrifizierenden Bakterien zugänglich für Abspaltung des Stickstoffs machen könnten, weil er sie in Kulturversuchen im Golf von Neapel nicht habe nachweisen können, während die von Brandt und Baur beschriebenen Bakterien der gesuchten Art einfach vom Land eingeschleppt seien. Er stellt sich also nicht auf den durch die geschichtliche Entwicklung der Bakteriologie begründeten Standpunkt, daß Bakterien immer erst nachzuweisen sind, nachdem der richtige Nährboden für ihre Züchtung gefunden ist; an einem solchen aber fehlt es, wie Gazert sagt, zur Zeit noch. Nathanson ist seinerseits vielmehr geneigt, die Speicherung der von den Flüssen ins Meer geführten Nitrate den am Küstensaum vorhandenen Meeresalgen zuzuweisen; im Golf von Neapel sind in Landnähe dem Meerwasser 0.02 Promille salpetersaures Natrium beigemengt, welches aber schon in wenigen Kilometern Abstand von der Küste völlig fehlt. Ähnlich verhielt sich der Nitratgehalt im Zellsaft der Algen nahebei und fern vom Lande. — Nathanson selbst ist mehr geneigt, die reichere oder geringere Produktion an pflanzlichem Plankton durch eine gesteigerte Zuführung von Kohlensäure zu erklären, indem nämlich die Pflanzen nicht die Karbonate, sondern außer der freien Kohlensäure die locker gebundene der Bikarbonate verbrauchten, wobei natürlich, wenn kein Ersatz stattfindet, auch die Bikarbonate zuletzt sämtlich in das unbrauchbare Karbonat zurückgeführt sind. Dieser Ersatz soll nun durch Aufsteigen von Tiefenwasser geliefert werden, worin durch Zersetzung organischer Substanz die Kohlensäure reichlich entwickelt werde (vergl. S. 196). Die planktonreichen Meere sollen also entweder die flachen Meere sein, wo der Boden mit seinen Zersetzungsprodukten nahe ist, oder die Meeresgebiete mit aufquellendem Tiefenwasser, als welche er u. a. die Kaltwasserinseln des atlantischen Äquatorialstroms aufführt. — Ich erwähne diese Erklärungsversuche hier nicht, um für oder wider Stellung zu nehmen, sondern um die Bedeutung dieser im Meerwasser enthaltenen Nährstoffe der Pflanzen in ihrer vollen Größe hervortreten zu lassen. Die Ideengänge im einzelnen bedürfen sicherlich noch der gründlichsten experimentellen Prüfung. Das gilt auch vom folgenden.

Wenn es nicht die Stickstoffverbindungen sind, die örtlich oder zeitlich den Pflanzen im Minimum geboten werden, so kommen daneben noch die P h o s p h o r s ä u r e und Kieselsäure in Betracht. Ältere Unter-

[1]) Verhandl. des 15. Deutschen Geographentages in Danzig 1905, S. 25.
[2]) Abh. der Kgl. Sächs. Ges. d. Wiss. Bd. 29, Nr. 5, Leipzig 1906, S. 365.

suchungen von Forchhammer, Schmidt und Sir John Murray sind als technisch fehlerhaft zu bezeichnen. Wenn nicht frisch geschöpftes und sofort richtig filtriertes Wasser verwendet wird, kann durch Fäulnis der im Wasser enthaltenen Organismen phosphorsaurer Kalk gebildet werden, der dann das Wasser sehr reich an Phosphorsäure erscheinen läßt. Die in sorgfältiger Weise behandelten Wasserproben der deutschen Terminfahrten in der Ost- und Nordsee haben, nach E. Raben, stets mehr Phosphorsäure gelöst enthalten als Stickstoff, wenn auch meist weniger als 1 mg p. Liter. Eine jährliche Periode wird erkennbar, indem im Februar und Mai wenig (0.14—0.25 mg P_2O_5 im Liter), im Herbst dagegen erheblich mehr (bis 1.46 mg im Ostseewasser) vorhanden sind. Es ist nicht ausgeschlossen, daß im Frühling für gewisse Planktonarten der Phosphorsäuregehalt im Minimum auftritt. Doch sind die Formen, in denen dieser Nährstoff den Pflanzen im Seewasser dargeboten und von ihnen assimiliert wird, noch keineswegs aufgeklärt.

Ebenso ist auch möglich, daß die Kieselsäure, die für die zeitweilig in Übermacht unter den Planktonpflanzen erscheinenden Diatomeen unentbehrlich ist, nur im Minimum dargeboten wird. Auch die älteren Bestimmungen des Kieselsäuregehalts des Meerwassers sind nicht einwandfrei, wenn die Proben in Glasgefäßen aufbewahrt waren, und ganz unbrauchbar, wenn man sie nicht unmittelbar nach der Entnahme filtriert hatte. E. Raben hat in den letzten Jahren eine große Zahl von guten Bestimmungen ausgeführt. In der freien Ostsee ergaben sie eine gewisse Periodizität, die mit dem jahreszeitlichen Wechsel des Diatomeenwachstums im Plankton übereinzustimmen scheint. Es fanden sich (wieder in mg für das Liter) an Kieselsäure:

	1902	1903	1904
Februar	—	1.45	1.02
Mai	—	0.65	0.66
August	1.037	0.93	0.93
November	1.26	1.08	1.16

Im allgemeinen liegt, wie zuerst für die Kieler Bucht, dann auch für die anderen nordeuropäischen Meere erwiesen wurde, die geringste Entwicklung des Planktons am Ende des Winters, im Februar oder März. Gleich darauf folgt eine rasche und starke Entwicklung zu einem Maximum im Frühling, woran in erster Reihe die Diatomeen (vorzugsweise *Chaetoceras*) beteiligt sind. Es tritt dann rasch ein Niedergang ein, so daß vom Mai bis zum Juli oder August die Planktonmenge verhältnismäßig klein ist, um dann im Spätsommer oder Herbst zu einem zweiten Maximum, das aber geringer ist als im Frühling, anzuschwellen; hieran sind neben Diatomeen (jetzt *Rhizosolenia*) hauptsächlich Peridineen (insbesondere *Ceratium*) beteiligt. Dann folgt das langsame Abschwellen zum Februarminimum. Brandt ist geneigt, die Diatomeenwucherung für den starken Verbrauch der Kieselsäure und deren Minimum im Mai verantwortlich zu machen, während die Peridineen im Frühjahr zu wenig, im Herbst aber

reichlich Phosphorsäure zur Verfügung haben. Nach der Wucherungsperiode wären dann diese Nährstoffe aufgebraucht und so für die betreffenden Pflanzen unzureichend (im Minimum) vorhanden. —

So können auch die untergeordnet erscheinenden, nur in geringsten Mengen im Ozean gelösten unorganischen Bestandteile eine große Bedeutung für Leben und Gedeihen der Meeresorganismen und die Art der darauf gegründeten wirtschaftlichen Nutzung der irdischen Meere gewinnen. Deshalb wird der große Aufwand an Scharfsinn und Arbeit, der zur genaueren Bestimmung ihres örtlichen Vorkommens nach Menge und Zeit erforderlich ist, als wohl gerechtfertigt bezeichnet werden dürfen. Auch hier aber ist die eigentliche Ernte der Zukunft vorbehalten.

II. Die räumliche Verteilung des Salzgehalts.

Nachdem wir im vorigen die qualitativen Eigenschaften und Wirkungen der im Seewasser enthaltenen Salze betrachtet haben, wenden wir uns nunmehr der Untersuchung des Gesamtsalzgehaltes in seiner wagrechten und senkrechten Verteilung zu. An die Stelle einer mehr physikalisch-chemischen Auffassung tritt nunmehr wieder die geographische in den Vordergrund.

Doch wird zunächst ein rascher Überblick über die für die Feststellung des Salzgehalts in Betracht kommenden Untersuchungsmethoden von Nutzen sein, denn von ihrer Leistungsfähigkeit hängt es ab, wieweit die von den verschiedenen Beobachtern gelieferten Angaben überhaupt brauchbar sind oder innerhalb welcher Fehlergrenzen sie nur Geltung beanspruchen dürfen.

Kann doch schon ein unzweckmäßiges Schöpfen der Wasserprobe von der Oberfläche des Meers zu Irrtümern über den in der obersten Schicht vorhandenen Salzgehalt führen, wenn man den Schöpfeimer nicht gründlich säubert, so daß alte Salzreste oder Süßwasser dem neu geschöpften beigemengt werden; am besten ist es, den Eimer einige Zeit neben dem fahrenden Schiffe im Wasser nachschleifen zu lassen und das frisch geschöpfte Wasser wegzugießen und neues aufzuholen. Auf Sorglosigkeit in diesem Punkte sind zahlreiche Unregelmäßigkeiten in der Verteilung des Salzgehalts an der Oberfläche, bei älteren und neueren Beobachtern, zurückzuführen. Daß man auf Dampfschiffen ausnahmslos v o r dem Kondensatorauswurf schöpft, ist selbstverständlich. Ganz zu verwerfen ist das gelegentlich geschehene Benutzen von Wasser aus der Schiffspumpe; es ist stets mehr oder weniger verunreinigt.

Das Wasser aus bestimmten Tiefen zu schöpfen ist schwieriger und geschieht nur vom stillstehenden Schiffe aus. Nur für ganz geringe Tiefen kann man sich der einfachen Meyerschen Flasche bedienen, die mit Luft gefüllt und zugestöpselt in die Tiefe hinabgelassen und deren Stöpsel durch scharfes Anziehen der Leine, an der er in besonderer Weise befestigt ist, herausgezogen wird; bei raschem Heraufholen wird der Salzgehalt des Flascheninhalts durch Mischung mit höheren Schichten nicht merklich geändert, sobald man in Tiefen bis zu höchstens 30 m arbeitet. Diese Stöpselflasche ist übrigens viel älter, als die Kieler Kommission zur Untersuchung der deutschen Meere, die sie seit 1870 auf deutschen Leuchtschiffen verwendet: schon im Jahre 1500 benutzte sie Diego de Lepe in der Mündung des Orinoco, wo er unter einer Süßwasserschicht von $6\frac{1}{2}$ Faden noch 2 Faden Salzwasser nachwies[1]).

---

[1]) **Humboldt, Krit. Unters. 1, 260 und Nordenskiöld Periplus p. 74, Abb.**

Zur Verwendung in größeren Tiefen steht eine Fülle der verschiedensten Modelle zur Auswahl, was man mit Paul Regnard als Beweis dafür betrachten darf, daß alle an mehr oder weniger starken Schwächen leiden. In früheren Zeiten verwendete fast jede größere Expedition ein anderes Modell, und noch heute schwört jeder Ozeanograph auf den von ihm verwendeten oder gar erfundenen Schöpfapparat. Die zahlreichen Modelle lassen sich auf vier verschiedene Prinzipien zurückführen.

1. Als Ventilschöpfer[1]) einfachster Ausführung kann man die von E. Lentz 1823—1826 und S. Makaroff 1886—1889 verwendeten tonnenartigen Gefäße bezeichnen, deren oberer und unterer Boden durch Scheibenventile verschlossen war, die sich beim Hinablassen des Gefäßes durch den entgegen gerichteten Wasserdruck öffneten, beim Aufholen schlossen. Die Apparate waren durch starke Umhüllung mit schlechten Wärmeleitern auch zur gleichzeitigen Messung der Wassertemperatur in der Schöpftiefe bestimmt; sie haben den Nachteil, daß sich in den toten Winkeln neben den Ventilen Oberflächenwasser fängt und wohl kaum jedesmal ganz durch mehrmaliges Auf- und Niederholen ausgepumpt werden kann, wie Makaroff es tat. — Demselben Prinzip folgt der von Sigsbee 1881 angegebene und seitdem sehr viel benutzte Wasserschöpfer (Fig. 41): er besteht in einer zylindrischen Metallröhre, in deren verengte obere und untere Öffnung konische Ventile eingeschliffen sind, die, durch einen Messingstab verbunden, gleichzeitig beim Hinablassen vom Wasserdruck geöffnet und beim Aufholen geschlossen werden; eine Flügelschraube drückt sich dabei während des Aufholens gegen das obere Ventil und verhindert, daß es sich nachträglich wieder öffnet. Auch Sigsbees Wasserschöpfer ist nicht ganz frei vom Verdachte, daß sich Oberflächenwasser seitlich von den Ventilen fängt; sie müssen mit großer Genauigkeit gearbeitet sein, empfehlen sich aber durch ihr geringes Gewicht, so daß sie beim Loten in ozeanischen Tiefen zum Aufnehmen von Bodenwasser gebraucht werden können. Für die Verwendung in seichten Meeren eignen sie sich nicht. — Einen Verschluß mit Flügelschrauben hat auch der von Kapitän Wille auf dem norwegischen Dampfer Vöringen 1876—1878 benutzte Schöpfapparat: ein spiralig, in Form einer Kühlschlange gewundenes Rohr wird am oberen und unteren Ende durch konische Ventile verschlossen, die durch je eine Flügelschraube beim Aufholen gegen die Öffnung gepreßt werden; hierbei ist eine gute Durchspülung der Sammelröhre gesichert. — Statt der metallenen Scheibenventile verwendet J. Y. Buchanan solche von dünnen Kautschukplatten an einer Schöpf-

Fig. 41.

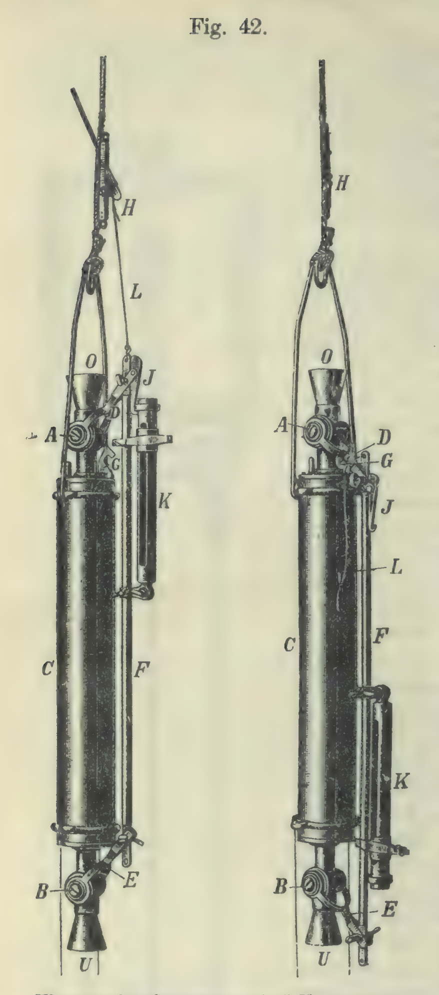


Wasserschöpfer nach Sigsbee.

Erklärung. *AA* ist der Schöpfzylinder, *E* das untere, *D* das obere Ventil, beide durch einen Stab fest verbunden, *H* der Rahmen für den Propeller *NN*, der sich beim Aufziehen durch das Wasser auf die Hülse *S* setzt und diese auf das obere Ventil *D* fest aufschraubt, so daß das eingeschlossene Wasser nicht entweichen kann.

[1]) Die älteste von Robert Hooke 1667 konstruierte Form eines Klappenventilschöpfers hat Sir John Murray in den Summary Results der Challengerexpedition Bd. 1, p. 66 und 106 dargestellt.

Fig. 42.



Wasserschöpfapparat nach J. Y. Buchanan.

Erklärung. Links ist die Anordnung beim Hinablassen, rechts beim Aufholen des Apparats. *A* und *B* sind die beiden Hähne, deren Hebel *D* und *E* durch die Stange *F* miteinander fest verbunden sind. *H* ist die Aufhängevorrichtung, die mit der Schlinge *L* die Hähne geöffnet hält, so daß das Wasser, von *U* eintretend, den Schöpfzylinder *C* frei durchspült und bei *O* wieder herausströmt. Wird die Schlinge *L* gelöst, so sinkt der Stab und schließt die Ventile, der Sperrhaken *G* hält den oberen Ventilhebel in dieser Stellung fest. Gleichzeitig kippt das mit seiner Hülse *K* über den Haken *J* übergreifende Kippthermometer um und schlägt gegen die Stange *F*, so daß man gleichzeitig die Temperatur der geschöpften Wasserschicht erhält.

vorrichtung, die er mit seinem Schlammstecher kombiniert, also zum Aufnehmen des unmittelbar über und im Bodenschlamm befindlichen Wassers bestimmt; das Verfahren hat sich zu diesem Zwecke vielfach bewährt.

2. Hahnverschluß hat Buchanan an einem großen, während der Challengerexpedition eingeführten Wasserschöpfer verwendet. Ursprünglich wurden die beiden, den oben und unten verengerten Schöpfzylinder schließenden Hähne durch seitlich angebrachte Hebelplatten bewegt, die beim Hinablassen durch das widerstehende Wasser nach oben, beim Aufholen nach unten gedrückt, eine Drehung der Hähne um 180° erzielten. Später ist diese automatische, aber im Seegang unsichere Bewegung der Hähne ersetzt durch eine andere, wobei die Hähne geöffnet hinabgehen und durch ein an der Lotleine hinabgesandtes Fallgewicht zum Verschließen gebracht werden. In der letzten Form (Fig. 42) wird der Apparat, der bis zu 3 l Wasser liefert, noch vom Fürsten von Monaco angewandt; wenn durch richtige Ausgestaltung des zylindrischen Hohlraums bei den Hähnen eine gute Durchspülung erzielt ist, arbeitet das Modell einwandfrei. — Nachdem Jules Richard schon für die französischen Expeditionen an Bord des Travailleur und Talisman einen großen Schöpfapparat mit Hahnverschluß angewandt hatte, konstruierte er zuletzt (1902) einen sehr leichten Schöpfzylinder von 25 cm Länge, 4 cm Dicke und 2 kg Gewicht, der geöffnet hinabgelassen in seinem Rahmen so aufgehängt ist, daß er, in der richtigen Tiefe angelangt, beim Aufholen durch eine Flügelschraube frei gemacht zum Umkippen gebracht wird, wobei sich die durch eine Stange verbundenen Hähne schließen. Der Apparat ist leicht an der Lotleine zu befestigen, liefert aber nur 310 cc Wasser, also noch nicht halb soviel wie die kleinen Modelle nach Sigsbee (800 cc); man ist genötigt, das Wasser auf Chlorgehalt zu titrieren oder für das Pyknometer aufzubewahren.

3. Durch Erzeugung eines Vakuums wird Wasser aufgenommen in der einfachen Form einer gewöhnlichen Handspritze, die mit eingedrücktem Stempel hinabgelassen und in der gewünschten Tiefe durch Propeller oder

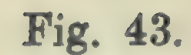
Fallgewicht zum Umkippen gebracht, den Stempel aufzieht und so das Wasser einsaugt; diese von Kapitän Rung angegebene Vorrichtung ist nur vorübergehend in Gebrauch gewesen. Paul Regnard[1]) evakuiert unter der Luftpumpe einen starkwandigen Kautschukbeutel, der dann mit einem Hebelhahn verschlossen in die Tiefe hinabgeht, wo durch ein nachgesandtes Fallgewicht der Hebel gedreht und der Beutel durch das eindringende Wasser gefüllt wird. — Aimé füllte eine lange Reagensröhre mit Quecksilber und brachte diese in gewollter Tiefe ebenfalls durch das nachgesandte Fallgewicht zum Umkippen, wobei das Quecksilber aus dem Rohr in ein darunter befestigtes Gefäß abfloß und das nachdringende Wasser es ersetzte. Jules Richard hat dieses Prinzip weiter entwickelt und einen in drei Phasen wirkenden Wasserschöpfer konstruiert: das nur unten offene Gefäß ist mit Quecksilber gefüllt und wird unter Quecksilberverschluß in die Tiefe befördert, dort so weit gehoben, daß das Quecksilber aus dem Schöpfgefäß ausfließt und Seewasser nachdringt, und zuletzt wieder so weit gesenkt, daß das Quecksilber von unten her das Seewasser abschließt. Dieser Apparat ist etwas umständlich zu bedienen.

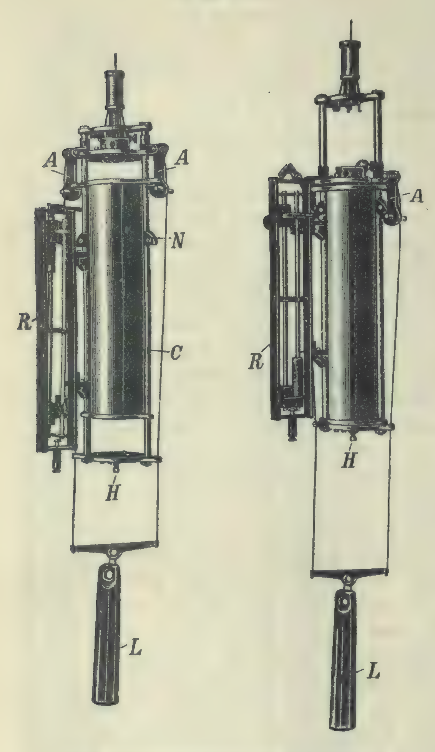
4. Durch Ausschneiden einer Wassersäule in der gewollten Tiefe arbeiten mehrere viel gebrauchte Apparate. Auf der Gazelle- und Challengerexpedition wurde der von H. A. Meyer konstruierte Wasserschöpfer angewandt: ein Zylinder aus starkem Messingguß ist zwischen Führungsstangen so aufgehängt, daß er frei vom Wasser durchspült wird. In der gewünschten Tiefe wird er gelöst und fällt er auf die bis dahin unter ihm angebrachten beiden konischen Verschlußzapfen, über die er mit seiner oberen und unteren Randöffnung genau paßt. Der Verschluß wird lediglich durch das große Eigengewicht des Zylinders bewirkt, ist also an sich nicht zuverlässig und sowohl bei starkem Seegang wie beim Aufholen aus sehr großen Tiefen durch die Ausdehnung des komprimierten eingeschlossenen Wassers sicherlich unzureichend, so daß Mischungen unterwegs nicht ausbleiben werden. Besser schließt die von H. R. Mill angegebene Abänderung, wo die konischen Verschlüsse durch Kautschukplatten ersetzt und der Fangzylinder nach dem Abfallen durch eine starke Sperrfeder festgehalten wird. Noch zuverlässiger ist die von H. L. Ekman, Otto Pettersson und Fridtjof Nansen nacheinander verbesserte und vom Verfasser später vereinfachte Ausführung dieses Modells, indem die drei wichtigen Teile, die obere und die untere Verschlußplatte und der Fangzylinder sich unabhängig voneinander an Führungsstangen vertikal bewegen: sie werden auseinandergezogen, allseitig vom Wasser umspült, in die Tiefe hinabgelassen und, dort durch eine Auslösungsvorrichtung befreit, aufeinander gezogen und fest miteinander vereinigt (Fig. 43). Durch Umhüllung des Zylinders mit schlechten Wärmeleitern (Hartgummi in mehreren konzentrischen Lagen mit Zwischenräumen für Wasser) haben Pettersson und Nansen das eingeschlossene Wasser auch zur Messung der Temperatur in der Schöpftiefe benutzt, wenn diese nicht größer als 500, höchstens 800 m ist. Die Aufhänge- und Auslösevorrichtungen sind teils mit Flügelschraube, teils mit Abfallgewicht zu bedienen. Soll Wasser aus Schichten aufgenommen werden, in denen Schwefelwasserstoff gelöst vorkommt, so muß der Schöpfzylinder aus Glas oder stark vergoldetem Metall hergestellt werden, was auch für die anderen Typen von Wasserschöpfern gilt. —

Über die Bestimmung des Salzgehalts ist bereits früher gesprochen (S. 229). Während größerer Expeditionen wurde und wird das Wasser mit dem Aräometer untersucht, in der neueren Zeit auch der Chlorgehalt durch Titration nach Knudsens Methode des Normalwassers bestimmt und der Salzgehalt nach Knudsens Tabellen berechnet. Bei kürzeren Reisen werden Wasser-

---

[1]) Regnard, La Vie dans les eaux etc. p. 335.


Fig. 43.



Wasserschöpfapparat nach Krümmel.

Erklärung. Die linke Figur zeigt den Apparat geöffnet beim Hinablassen, die rechte geschlossen beim Aufholen. Das oben und unten vollkommen offene Zylinderrohr *C* gleitet mit zwei seitlichen Ringösen auf zwei parallelen Messingstangen und ist beim Hinablassen durch entsprechende Verlängerung der oberen Ringösen in die Gelenke *A A* eingehängt, die durch das Gewicht *L* in dieser Stellung festgehalten werden. Diese Gelenke sind durch Scharnier mit der oberen Verschlußplatte verbunden, die an vier Sperrfedern hängt. Der Rahmen *R* trägt zwei (in der Figur weggelassene) Umkippthermometer. Ist die gewünschte Tiefe erreicht, so werden die vier Sperrfedern durch ein am Draht hinabgelassenes Gewicht zusammengezogen, die obere Verschlußplatte samt den Gelenken *A A* wird durch das Gewicht *L* nach unten gezogen, bis der Zylinder *C* auf die untere Verschlußplatte trifft und die Gelenke *A* hinter die Nase *N* greifen; dann ist der Zylinder fest verschlossen. Gleichzeitig ist die Kippvorrichtung für das Thermometer gelöst, so daß dieses herumschwingt. Das Wasser kann nach dem Aufholen durch den Hahn *H* abgelassen werden; ein gleicher Hahn in der oberen Verschlußplatte führt dann Luft hinzu.

proben in Flaschen gesammelt und im Laboratorium am Lande auf Chlorgehalt titriert oder pyknometrisch gewogen.

Es empfiehlt sich die in der Neuzeit mehr und mehr befolgte Ausdrucksweise, die Konzentration des Seewassers in Promille Salzgehalt anzugeben, da die Berechnung nach Prozenten drei Dezimalen liefert und unübersichtlicher ist. Spezifische Gewichte aufzuführen, ohne den Salzgehalt dabei, ist nicht zweckmäßig; denn gleichviel ob man die Norm $S^{17.5°}_{17.5°}$, $S^{15.56°}_{4°}$, $S^{15°}_{4°}$ oder $S^{0°}_{4°}$ befolgt, immer ist der Gedanke dabei maßgebend, daß das spezifische Gewicht irgendwie der Konzentration proportional sei, und diese Konzentration ist am anschaulichsten auszudrücken durch die Menge des gelösten Salzes auf 1000 Gewichtseinheiten des Seewassers. Dieser Standpunkt ist schon im vorigen festgehalten worden.

Die Verteilung des Salzgehaltes an der Oberfläche der Ozeane darf durch die fleißige Arbeit der letzten Jahre als in den wesentlichen Grundzügen bekannt gelten. Eine gute zusammenfassende Darstellung verdanken wir G. Schott[1]), aus der sich folgende Tatsachen zur Übersicht entnehmen lassen; auf Einzelheiten wird bei der Darlegung der vertikalen Salzgehaltsschichtung noch zurückzukommen sein.

Der Atlantische Ozean ist hiernach im ganzen salzreicher als die anderen beiden großen Ozeane, alle drei weisen jedoch eine gewisse zonenförmige Anordnung der Gebiete des höheren und niederen Salzgehaltes auf. Im Nordatlantischen Ozean ordnet sich der höchste Salzgehalt mit mehr als 37 Promille an ungefähr zu beiden

---

[1]) Petermanns Mitt. 1902, S. 217, dazu Karte Taf. 19 und ein Verzeichnis der sehr zerstreuten Literatur. Viele ältere, namentlich englische Beobachtungen sind unbrauchbar, da sich die Norm der Aräometer nicht mehr feststellen läßt.

Seiten des Wendekreises zwischen 17° und 30° N. B. und von den Kanarischen Inseln bis 55° W. L. mit einer Steigerung bis 37.9, wobei das aufquellende Küstenwasser entlang der marokkanischen Küste weniger als 35.5, das Golfstromgebiet bis 40° N. B. hinauf über 36 Promille führt. Auf den Gürtel der äquatorialen Kalmen hin nimmt der Salzgehalt ersichtlich ab, vor der im Sommer vom sogenannten Südwestmonsun beherrschten Tropenküste Afrikas unter 34.5, westlich auf die Antillen zu oft etwas unter 35, meist unter 35.5 Promille; im Bereiche des südlichen Äquatorialstromes aber wächst der Salzgehalt wieder auf mehr als 35.5. Von den Azoren (mit 36.5) nach Schottland und Island hin nimmt der Salzgehalt schrittweise langsam ab bis auf 35 Promille; die Neufundlandbank hat nur 32 bis 30 Promille, der Ostgrönlandstrom noch weniger.

Im Südatlantischen Ozean liegt, anders als im Nordatlantischen, das Gebiet maximalen Salzgehaltes mit mehr als 37 Promille hart an die amerikanische Küste gerückt: zwischen 12° und 21° S. B. reicht es von dieser ostwärts in den offenen Ozean hinaus bis etwa 10° W. L. und erlangt bis zu 37.6 Promille. Jenseits von 30° S. B. tritt eine sehr rasche Abnahme der Konzentration ein, so daß südlich von 40° S. B. 35 Promille nur in den südlichsten Ausläufern des Brasilienstromes und südlich vom Kapland überschritten wird. Die afrikanischen Küstengewässer sind durchweg salzärmer, nicht bloß vor der Niger- und Kongomündung, wo diese Wirkungen des Flußwassers allerdings stark hervortreten.

Von den atlantischen Nebenmeeren zeigt das amerikanische Mittelmeer im östlichen karibischen Teil einen Salzgehalt, der zwischen 35.5 und 36 Promille liegt, nur in der Nähe der festländischen Küste etwas geringer ist, dagegen weiter nach Norden und nach Westen hin langsam zunimmt, bei Jamaica über 36, im Golf von Mexiko bis 36.9, abgesehen von der Nordwest- und Westküste, wo sich die aussüßende Wirkung der Flüsse, namentlich des Mississippi, fühlbar macht. Eine von Lindenkohl veröffentlichte Darstellung [1]) ist, wie die neuesten von der Deutschen Seewarte beschafften und vom Kieler Laboratorium untersuchten Wasserproben ergeben haben, unzutreffend; die amerikanischen Aräometer zeigten viel zu hohe Salzgehalte. Die angegebene Verteilung der Salzgehalte ist aus den Strömungen leicht verständlich.

Das Arktische Mittelmeer ist in seinen zugänglichsten Teilen während der letzten Jahre gut durchforscht worden; auch hier ist die Verteilung des Salzgehaltes von den Meeresströmungen beherrscht, wie denn auch umgekehrt die Abstufungen des Salzgehaltes dazu dienen, die verschiedenen Strömungen genauer zu kennzeichnen, so daß bei späterer Gelegenheit auf manche Einzelheiten zurückzukommen sein wird. Das mit dem sogenannten Golfstrom zwischen den Färöer und Schottland eintretende atlantische Wasser hält sich über 35 bis 35.3 Promille bis zum Nordkap hin; das ihm an der Grönlandküste entgegenströmende Polarwasser hat unter 33, im Bereiche der Eisschmelze oft noch nicht 30 Promille. Nur zeitweise über 30 bis höchstens 31.3 hält sich das Karische Meer [2]), entlang

---

[1]) Petermanns Mitt. 1896, Taf. 3.

[2]) Nach Makaroff, Jermak wa ljedach, St. Petersburg 1901, Karte V.

den sibirischen Küsten ist das Seichtwasser oft unter 22 Promille, im tiefen Zentralbecken dicht unter den Eisschollen etwa 21 Promille mit großen örtlichen Schwankungen, in der Baffinbai wieder mehr, bis zu 33 Promille in den letzten Ausläufern des atlantischen Wassers vor der Westküste Grönlands.

Über den Salzgehalt in der Hudsonbai sind wir zur Zeit noch nicht unterrichtet. Im Laurentischen Randmeer haben wir ähnlich erniedrigte Konzentrationen, wie sie an der Labradorküste herrschen, 30 bis 31 Promille.

Die Nordsee ist, wie ihre moderne internationale Erforschung erwiesen hat[1]), unperiodischen Schwankungen ihres Salzgehaltes ausgesetzt, die um so beträchtlicher werden, je weiter wir uns in ihre randlichen Buchten und Abzweigungen begeben. Nördlich von der Doggerbank ist der Salzgehalt von etwas über 35 Promille in der Regel auf einer breiten Fläche zu finden, vom britischen Kanal her dringt eine Zunge von ebenso salzigem Wasser in die Hoofden ein, selten verschmelzen beide Gebiete über der Doggerbank in eins. Nach der deutschen Bucht hin fällt der Salzgehalt langsam, bei Helgoland auf 33 bis 32 Promille, in den Watten noch unter 31, je nach dem Zustrom von Landwasser. In der Elbe ist bei Cuxhaven der Salzgehalt etwa 20 Promille bei Flut, 17 bei Ebbe, in der Süderelbe immer höher als in der Norderelbe. Brackiges Wasser ist bis nach Stade hinauf nachweisbar[2]). Im Skagerrak und über der norwegischen Rinne macht sich das ausfließende Ostseewasser mit seinem geringen Salzgehalt stark bemerkbar: dieser sogenannte baltische Strom dehnt sich besonders im Frühling als dünne Decke mit einem Salzgehalt von oft noch nicht 30 Promille weit von der norwegischen Küste hinweg aus bis auf die kleine und große Fischerbank hin, im Herbst und Winter ist er schmäler und auch salzreicher. Dann bedeckt ein Mischwasser die Oberfläche mit etwa 34 Promille, das sogenannte Nordseewasser der schwedischen Ozeanographen. Das Kattegat wird an seiner schwedischen Ostseite von dem baltischen Strom, an der jütischen Westseite von südwärts eindringendem, salzigerem Wasser bedeckt, das dann in die Tiefe sinkt. Im übrigen sind die unregelmäßigen Veränderungen des Salzgehaltes an der Oberfläche des Kattegats, der Belte, der Kieler und Mecklenburger Bucht sehr groß und von der Stärke und Dauer der Winde abhängig. Anhaltende Ostwinde, namentlich im Frühling, süßen die Oberfläche der Beltsee bis 10 Promille aus, starke Westwinde lassen den Salzgehalt bis 20 und 22, nach dem Kattegat hin bis 30 und mehr Promille ansteigen. In der eigentlichen Ostsee treffen wir wieder beständigere Verhältnisse, im südlichen Teil zwischen Rügen und Ösel 7 bis 8 Promille, von Öland zu den Finnischen Schären 6 bis 7 Promille, im Bottnischen und Finnischen Golf nach dem Lande hin immer weniger, vor Haparanda und vor Kronstadt oft unter 2 Promille, im Frühling sogar ganz süßes Wasser. Wenn man als „Brackwasser“ solches versteht, dessen Salzgehalt eben beginnt, die Geschmacknerven zu reizen, was zwischen 1 und ½ Promille der Fall ist[3]), so kann man also nur die

---

[1]) Knudsen im Rapport Administratif du Conseil Permanent International etc. sur la 4me année 1905/06, Kopenhagen 1906, Taf. I und II.

[2]) Fr. Dahl, 6. Bericht der Kieler Komm. 1891, Heft 3, S. 154.

[3]) Nach besonderen im Kieler Laboratorium auf meine Veranlassung ausgeführten Experimenten.

innersten Zipfel der Ostsee, abgesehen von den eigentlichen Flußmündungen, als brackig bezeichnen. Überall sind hier die nur zum Teil mit den Jahreszeiten zusammenhängenden Strombewegungen entscheidend für die Anordnung des Salzgehaltes im einzelnen.

Das Mittelländische Meer, das in der Gibraltarstraße Wasser von 36.5 bis 37 Promille aus dem benachbarten Atlantischen Ozean empfängt, läßt je weiter nach Osten einen im allgemeinen ansteigenden Salzgehalt erkennen: bei den Balearen, bei Sardinien und Korsika über 37 bis 38 Promille, östlich von Malta nach Kreta hin über 38, östlich von Kreta, um Cypern nach der syrischen Küste hin über 39, aber nicht über 39.5, und im südlichen und östlichen Teil des Ägäischen Meeres 38.5 bis 39 Promille. Im Adriatischen Golf ist die Ostseite salzreicher, als die italienische: in Quarnero noch 37.5 Promille, vor Ravenna 33 und weniger. Ganz abweichend hievon und den Griechen schon aufgefallen ist der geringe Salzgehalt des Schwarzen Meeres, dessen Hauptteil nur 18 bis 18.5 Promille, im Asowschen Meer und vor den Donaumündungen kaum halbsoviel, besitzt[1]). Der Oberflächenstrom durch den Bosporus erniedrigt den Salzgehalt des Marmormeers auf 21 Promille im Frühling, 25 im Herbst, was dann auch bei dem Ausfluß durch die Dardanellen noch im benachbarten Teile des Ägäischen Meeres fühlbar wird. Es finden sich also im Mittelmeer die größten Gegensätze im Salzgehalt der Oberfläche nebeneinander.

Im Indischen Ozean ordnet sich der Salzgehalt so an, daß zwei Maxima einem salzarmen Gebiet gegenüberstehen, wobei aber ein bemerkenswerter Kontrast gegen die Lage der analogen atlantischen Gebiete hervortritt. Das südhemisphärische Maximum von mehr als 36, mit höchstens 36.4 Promille ist in die östliche Hälfte des Ozeans verschoben (75° bis 110° O. L., 25° bis 33° S. B.). Von den großen Sundainseln aus erstreckt sich ein salzarmes Gebiet in westlicher Richtung, das in 10° S. B. bis 60° O. L. weniger als 35 Promille enthält, dabei östlich von 90° auf Sumatra zu unter 34 bleibt, nordwärts in den Bengalischen Golf hineinreicht, nach Osten bis Timor hin erkennbar ist. Während sich um Madagaskar der Salzgehalt etwas unter 35 Promille hält, nimmt er im Agulhasstrom wieder über 35.5 zu. Ein zweites Maximum schließt sich an das arabische Festland an und schafft einen sehr schroffen Gegensatz zu der indischen Seite des Arabischen Golfs, wo der Salzgehalt unter 34 Promille bleibt, während im Westen mehr als 36.5 vorkommen. Die Grenze dieses aus dem Roten Meer und Persischen Golf abströmenden Wassers liegt auf der Postdampferstraße zwischen Sokotra und Ceylon im Winter bei 63° bis 64° O. L., im Sommer, wie es scheint, etwas östlicher, und es ist dann auch das östliche Gebiet durch Überströmen des salzreicheren Wassers von 34 auf 35 Promille angereichert, was offenbar auf die Triftwirkung des Südwestmonsuns zurückzuführen ist[2]). Doch bedarf die jahreszeitliche Verschiebung dieser Salzgehaltsstufe noch weiterer, viel genauerer Beobachtungen, als sie zur Zeit vorliegen.

---

[1]) Vergl. auch A. Ostrumof, Bull. Ac. St. Pét. 1897. Bd. 6, p. 350–57.
[2]) Ann. d. Hydr. 1896, S. 539 und Fr. Dahl in Sitzungsber. Kgl. preuß. Akad. Berlin 1898, S. 103.

Das Rote Meer gehört, wie man schon früh feststellte[1]), zu den salzreichsten Teilen des Ozeans, und zwar nimmt die Konzentration von Süden nach Norden hin stetig zu. Bei Perim sind etwa 36.5 Promille, in 18° N. B. rund 38, in 21° B. 39 und im nördlichen Stücke jenseits 26° B. über 40 Promille anzusetzen. Im Golf von Suez sind 41 bis 43 Promille, im Golf von Akaba 40 bis 40.6 Promille gemessen; der höhere Salzgehalt bei Suez ist also wohl durch Zufluß aus den Bitterseen zu erklären, wo Salzgehalte von etwas mehr als 60 Promille mehrfach beobachtet sind[2]). — Auch der Persische Golf ist recht salzreich, die arabische Seite über 37, ja 38, die persische etwas über 36 Promille. Die Wassermengen des Euphrat und Tigris sind trotz der geringeren Meerestiefen nur in nächster Landnähe wirksam.

Im Pazifischen Ozean zeigen die höheren südlichen Breiten, ebenso wie die des Indischen, polwärts von 45° S. B. eine Konzentration unter 35 Promille, und von 55° S. B. ab unter 34 Promille. Im übrigen erscheinen auch hier die aus dem Atlantischen Ozean erwähnten beiden Zonen höchsten Salzgehaltes unweit der Wendekreise und eine sie entlang dem Äquatorialgegenstrom bei 10° N. B. trennende Zone geringerer Konzentration; doch mit sehr charakteristischen Unterschieden. Im Südpazifischen Ozean reicht die Fläche mit mehr als 36 Promille zwischen 5° und 25° S. B. östlich von den Samoainseln von 165° bis gegen 80° W. L., kleinere Räume mit ähnlich starker Konzentration sind am Äquator zwischen 160° und 170° O. L. und in gleichen geographischen Längen um und südlich von Neukaledonien angeordnet. Der stärkste Salzgehalt, ostwärts von den Paumotu um 20° S. B., scheint 36.9 Promille nicht zu übersteigen. Erst in Küstennähe, sowohl am südamerikanischen Festland wie bei Queensland, Neuguinea und um den Bismarckarchipel, sinkt die Konzentration etwas unter 35 Promille. Sehr ausgeprägt und anscheinend überall in der ganzen Länge des Pazifischen Ozeans von den Philippinen bis nach Zentralamerika erkennbar ist der Gürtel geringen Salzgehaltes: im Westen 34.5 bis 34.0, in der Mitte meist unter 34, nach dem Osten hin noch weniger salzig, bis an der zentralamerikanischen Küste sogar weniger als 33.5 verzeichnet werden: die Verdünnung ist also hier etwas stärker, als in den analogen Breiten des Indischen und beträchtlich stärker als im Atlantischen Ozean. Noch auffälliger aber ist der geringe Salzgehalt des nordpazifischen Maximums, das sich zwar in erheblicher Breite zwischen 15° und 35° N. B. von Formosa bis 135° W. L. entwickelt, aber so nur mit mehr als 35, nirgends mehr als 35.9 Promille. So nimmt denn auch nordwärts davon der Salzgehalt noch weiter rasch auf 33, ja zwischen den östlichen Aleuten und Kalifornien darunter ab. Diese Salzarmut des nordpazifischen Ozeans ist eine sehr auffällige Tatsache[3]).

---

[1]) Dr. Giraud 1849; Maury, Phys. Geogr. of the Sea, New York 1855, p. 128.

[2]) Luksch in Denkschr. k. k. Akademie der Wiss. Wien 1898, Bd. 65, S. 360 f. und Dahl in Ann. d. Hydr. 1896, S. 541.

[3]) Die von A. Lindenkohl nach amerikanischen Messungen in Petermanns Mitt. 1897, Taf. 19 gegebene Karte der spezifischen Gewichte nach der Norm S^{15}_{4} ist leider unbrauchbar, da die amerikanischen Aräometer mit den deutschen und englischen in keinen Einklang zu bringen sind. Das gilt auch für die Beringsee und das Kalifornische Randmeer.

Unter den pazifischen Nebenmeeren ist das Australasiatische Mittelmeer über seinen Tiefenbecken salziger als über den Schelfflächen zwischen den großen Inseln: in der Javasee hält sich der Salzgehalt meist unter 33, in der Malakastraße bis 30 Promille, dagegen haben Bandasee, Celebessee, Sulu- und Chinasee außerhalb der eigentlichen Küstengewässer meist 34 bis 34.5 und auch mehr, wie in der Arafurasee und südlich von China.

Von den ostasiatischen Randmeeren besitzt das Ostchinesische große Gegensätze zwischen dem salzarmen Küstenwasser an der chinesischen und koreanischen Küste, wo im Gelben Meer nur etwa 25 Promille gefunden werden, und dem äußeren Gebiet um die Liukiuinseln mit mehr als 35 Promille. — Der größte Teil des Japanischen Randmeeres hat über 34, an der festländischen Seite auch unter 33, im Süden mehr als 34.5. — Das Ochotskische Meer dagegen besitzt größtenteils nur etwas über 32 Promille, bei den Schantarinseln kaum 30 Promille, ist also erheblich weniger salzig. Auch das Beringmeer hat in seiner südlichen Hälfte etwas mehr als 32, in der Beringstraße selbst nur 20 bis 24, im tieferen Gebiet nach Kamtschatka hin etwas über 33 Promille. Salzreicher als der benachbarte Ozean ist der Kalifornische Golf mit 35 bis 35.5 Promille, auch noch in seinem nördlichsten Zipfel.

Auf Grund der von G. Schott gezeichneten Übersichtskarte, die nur im Bereiche des Nordatlantischen Ozeans in einigen nicht sehr wesentlichen Punkten verändert wurde, läßt sich der mittlere Salzgehalt an der Oberfläche der Meere mit einiger Wahrscheinlichkeit berechnen. Ich erhalte danach folgende Werte für die einzelnen Meeresräume.

Übersicht der Salzgehalte an der Oberfläche der Meeresräume.

Meeresraum	Salzgehalt
Atlantischer Ozean	35.37 Prom.
Indischer Ozean	34.81 „
Pazifischer Ozean	34.91 „
Ozeane	= 35.00 Prom.
Arktisches Mittelmeer	25.5 (?) Prom.
Australasiat. Mittelmeer	33.87 „
Amerikanisch. Mittelmeer	35.95 „
Romanisches Mittelmeer	34.85 „
Hudsonsches Mittelmeer	26.0 (?) „
Baltisches Mittelmeer	7.8 „
Rotes Mittelmeer	38.8 „
Persisches Mittelmeer	36.7 „
Mittelmeere	= 30.0 Prom.
Berings Randmeer	30.3 Prom.
Ochotskisches Randmeer	30.9 „
Japanisches Randmeer	34.1 „
Ostchinesisches Randmeer	32.1 „
Andamanisches Randmeer	31.5 „
Kalifornisches Randmeer	35.5 „
Deutsches Randmeer	34.2 „
Britisches Randmeer	34.8 „
Laurentisches Randmeer	30.5 „
Tasmanisches Randmeer	35.5 „
Randmeere	= 31.86 Prom.
Nebenmeere	= 30.38 „
Weltmeer	= 34.49 „

Zu demselben mittleren Salzgehalt für die Meeresoberfläche von 34 ½ Promille gelangt man auch, wenn die Berechnung für die einzelnen Fünfgradzonen durchgeführt wird, wie die Tabelle auf S. 335 und die graphische Darstellung (Fig. 44, S. 334) veranschaulicht.

Durch das Hinzutreten der Nebenmeere wird der mittlere Salzgehalt der nordhemisphärischen Meere um mehr als 1 Promille niedriger als der der südhemisphärischen. Auf die schon früh von Em. Lenz (1830)[1]) und

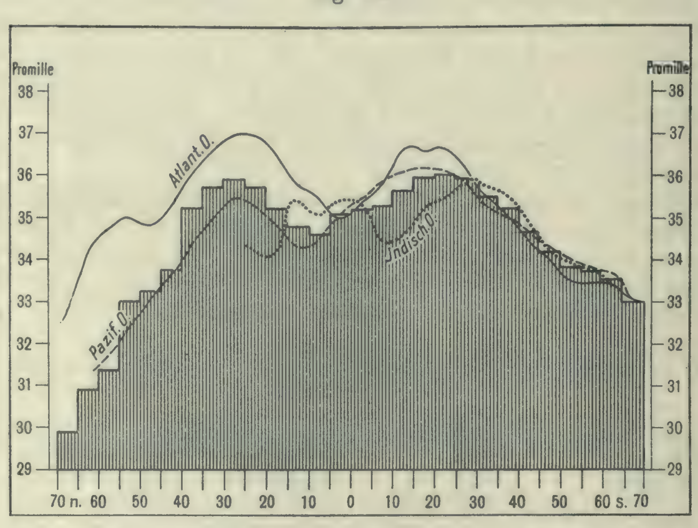
[1]) Poggendorffs Ann. Bd. 20, 1830, S. 129.

nachher von Maury erkannte zonenförmige Anordnung zweier Maxima mit zwischenliegendem Minimum und die großen Unterschiede der drei Ozeane ist alsbald zurückzukommen.

Ehe wir nämlich in eine Untersuchung über die örtlichen Verschiedenheiten des Salzgehaltes eintreten, müssen wir noch einen Blick auf seine senkrechte Verteilung nach den Meerestiefen werfen. Wir wollen uns dabei zur leichteren Verständigung einer einfachen Terminologie für die Schichtung bedienen, die analog der von mir[1]) für die thermischen Verhältnisse eingeführten, gebildet ist.

Wir nennen einen von der Oberfläche bis zum Boden oder zu einer bestimmten Tiefe hin unveränderten Salzgehalt *homohalin*; der Gegensatz

Fig. 44.



Verteilung des Salzgehalts an der Meeresoberfläche nach Fünfgradzonen.

dazu ist *heterohalin*. Ist der Salzgehalt an der Oberfläche hoch und nimmt er stetig mit der Tiefe ab, so ist diese Anordnung *anohalin*; ist der Salzgehalt oben gering und steigt er stetig nach unten, so ist die Anordnung *katohalin*. Wenn der Salzgehalt oben groß ist, bis zu einer mittleren Schicht hin abnimmt und ein Minimum erlangt, von dem aus er nach der Tiefe wieder ansteigt, so spricht man von *dichohaliner* Anordnung. Der gegensätzliche Fall, wo der größte Salzgehalt in einer Zwischenschicht gefunden wird und von dieser aus sowohl nach oben wie nach unten hin abnimmt, zeigt eine *mesohaline* Schichtung. Will man eine Bezeichnung auch für raschen Wechsel in der vertikalen Anordnung, so kann man sie *poikilohalin* nennen; es empfiehlt sich aber in solchen Fällen, mehrere Schichtgruppen zusammenzufassen und diese in eine der vorher genannten Kategorieen einzuordnen. Ausdrücklich sei bemerkt, daß für diese Terminologie die Salzgehalte schlechthin das Kriterium abgeben, nicht die spezifischen Gewichte oder

---

[1]) Petermanns Mitt. 1895, S. 111.

Verteilung des Salzgehalts an der Meeresoberfläche nach Fünfgradzonen in Promille.

Zonen Nordbreiten	Atlant. O.	Indisch. O.	Pazif. O.	Welt-meer	Zonen Südbreiten	Atlant. O.	Indisch. O.	Pazif. O.	Welt-meer
90°—80°	—	—	—	21 ?	0°—5°	35.37	35.00	35.47	35.21
80°—75°	—	—	—	25 ?	5°—10°	35.72	34.55	35.84	35.31
75°—70°	—	—	—	27 ?	10°—15°	36.70	34.58	36.04	35.65
70°—65°	32.80	—	—	29.89	15°—20°	36.64	35.20	36.18	35.97
65°—60°	34.30	—	—	30.91					
					20°—25°	36.52	35.48	36.15	36.04
60°—55°	34.75	—	31.72	31.38	25°—30°	36.12	35.88	35.92	35.95
55°—50°	35.01	—	32.41	33.00	30°—35°	35.58	35.73	35.30	35.50
50°—45°	34.86	—	33.10	33.24	35°—40°	35.10	35.53	35.06	35.24
45°—40°	35.35	—	33.73	33.77					
					40°—45°	34.39	34.92	34.63	34.66
40°—35°	36.03	—	34.40	35.23	45°—50°	33.98	34.26	34.29	34.20
35°—30°	36.62	—	35.00	35.77	50°—55°	33.44	33.97	34.00	33.84
30°—25°	37.00	—	35.42	35.92	55°—60°	33.44	33.80	33.81	33.72
25°—20°	37.00	34.23	35.30	35.75					
					60°—65°	33.40	33.40	33.70	33.53
20°—15°	36.54	34.13	34.86	35.21	65°—70°	33 ?	33 ?	33 ?	33 ?
15°—10°	35.79	35.34	34.36	34.76	70°—90°	33 ?	—	33 ?	33 ?
10°—5°	35.46	35.11	34.48	34.62					
5°—0°	35.07	35.37	35.14	35.07	0°—90° S.	35.00	34.78	35.10	34.98
90°—0° N.	35.82	35.02	34.60	33.85	90° N. — 90° S.	35.37	34.81	34.91	34.49

örtlichen Dichtewerte, also auch von der Zusammendrückung mit zunehmender Tiefe dabei ganz abgesehen wird.

Betrachten wir nun die in der Literatur enthaltenen Angaben über die vertikale Verteilung des Salzgehaltes im einzelnen, so geraten wir dabei in eine gewisse Verlegenheit, da sich sehr rasch erweist, daß unser gegenwärtiges Wissen in dieser Beziehung noch sehr unvollkommen ist. Nur von den europäischen Nebenmeeren und denjenigen Teilen der offenen Ozeane, die in den letzten Jahren der Schauplatz wissenschaftlicher Expeditionen gewesen sind, können wir sagen, daß der Stand unserer Kenntnisse sicherer, wenn auch das vorliegende gute Material an Umfang noch sehr gering ist. Von den sehr zahlreichen Beobachtungen J. Y. Buchanans während der Challengerexpedition ist nämlich ein beträchtlicher Bruchteil ersichtlich verfehlt, da die benutzten Wasserschöpfapparate Oberflächenwasser in die Tiefe hinab und wieder herauf gebracht oder nach richtiger Füllung in der Tiefe beim Aufholen nahe der Oberfläche undicht geworden und ihren Inhalt mit dem Wasser oberer Schichten vermischt haben. Es ergibt sich das schon aus dem Vergleich mit Buchanans späteren Arbeiten an Bord des Kabeldampfers Buccaneer im Golf von Guinea (1886), wobei er sich seines verbesserten Wasserschöpfers bediente, läßt sich aber auch aus den Tabellen der Challengerexpedition selbst ableiten.

Als ein Beispiel hierfür sei eine Reihe von Beobachtungen auf den Stationen 11—17 im Nordatlantischen Ozean auf dem Wege von den Kanarischen Inseln

nach St. Thomas in 28° bis 20° N. B., 40° bis 50° W. L. eingefügt; die von Buchanan gemessenen spezifischen Gewichte $S^{15.56°}_{4°}$ sind in Promille Salzgehalt umgerechnet. Überall ist hier, wie im folgenden, der Salzgehalt nach der Knudsenschen Definition (S. 222) zu verstehen.

Station Nr.	Tiefen in Meter							Boden in Meter	
	Oberfläche	365	550	730	905	1600	3660		
11	37.40	—	—	—	35.35	35.41	35.17	35.43	4709
12	37.31	—	—	35.62	—	35.28	—	(35.70)	3703
13	37.53	37.50	35.97	—	—	—	—	(36.42)	3475
15	37.42	—	35.80	—	(36.78)	—	—	35.35	4252
16	37.44	36.21	35.96	35.35	(37.21)	—	—	(37.18)	4453
17	37.38	—	—	—	—	—	—	35.24	2505

Ein Teil der erkennbaren Unsicherheiten beruht natürlich auch auf der aräometrischen Methode; leider ist die Zahl der von Dittmar nachträglich auf Chlorgehalt titrierten Proben nur gering. Für Station 11 ergibt eine solche für 3840 m 35.10 Promille, für 1600 m nur 35.17 Promille; von Station 12 für 1790 m 35.24 und für 730 m 35.34 Promille. Die verdächtigen Salzgehalte sind eingeklammert; man sieht, daß die Bodenwasser der Stationen 13 und 16 gewiß, der Station 12 mindestens zu einem starken Bruchteil mit Oberflächenwasser vermengt sind. Dittmars nachträgliche Titrierung gibt für letzteres übrigens schon 35.46 Promille. Einen gewissen Anhalt gewähren auch die zugehörigen Tiefentemperaturen; denn wenn wir sehen, daß die Bodentemperaturen im offenen Ozean, wie bei Station 15 und 16 genau gleich, nämlich 2.33°, und dabei die Salzgehalte sehr verschieden waren, so können wir mit Recht technische Störungen als Ursache solch auffälliger Unterschiede behaupten. Auch lohnt es sich, die örtliche Dichte $S^{t°}_{4°}$ heranzuziehen: im vorliegenden Falle würde sich ergeben, daß, wenn der Salzgehalt am Boden der Station 13 richtig wäre, sich dieses sehr schwere Wasser (bei 2.67° ist $S^{t°}_{4°} = 1.029{\cdot}07$) nach den tieferen Stellen der Stationen 12 und 11 bewegt und die dortigen leichteren Wasser (bei Station 12 = 1.028·50, Station 11 = 1.028·29) längst verdrängt haben müßte. Aus der Tabelle ließe sich mit einiger Wahrscheinlichkeit folgern, daß abwärts von 700 m bis 4700 m hinab der Salzgehalt ziemlich gleich und zwar rund 35.2 Promille betragen dürfte. Die wirklichen, wenn auch vielleicht kleinen Verschiedenheiten im Salzgehalt des Bodenwassers kann man so aber freilich nicht mehr mit Sicherheit herausschälen; folglich ist bei dieser Art Quellenkritik auch gehörige Vorsicht zu üben. — Man kann auch noch die von Dittmar an den von der Expedition mitgebrachten Wasserproben ausgeführten Chlortitrierungen[1]), wie schon eben einmal geschehen, mit heranziehen. Hierbei überzeugt man sich, daß sie mit den aräometrisch gewonnenen Salzgehalten in einer Anzahl von Fällen gut übereinstimmen, meistens allerdings etwas kleinere Salzgehalte ergeben, sehr selten aber größere, wobei dann die Abweichung so beträchtlich zu sein pflegt, daß an nachträglich in der Flasche eingetretene Verdunstung gedacht werden kann. Es wäre eine mühsame, aber lohnende Arbeit, solche Kritik an sämtlichen älteren Beobachtungen, vornehmlich denen der Challengerexpedition zu üben. Leider hat J. Thoulet[2]) die letzteren sämtlich als korrekt betrachtet und aus ihnen Mittelwerte für die einzelnen Ozeane und Tiefenstufen berechnet, die hier

[1]) Challenger Reports Physics a. Chemistry I, 44.

[2]) Résultats des Campagnes Scientif. etc. fasc. 29, Monaco 1905, p. 95.

(in Promille Salzgehalt übergeführt) nur eingesetzt sein mögen zum Beweise dafür, wie sich offenbar darin Wahres und Falsches miteinander zu einem sehr bunten Bilde vermengen.

Tiefen-stufen m	Nordatlant. Ozean		Südatlant. Ozean		Indischer Ozean		Nordpazifisch. Ozean		Südpazifisch. Ozean	
	Boden	Zwischen-schicht.	Boden	Zwischen-schicht.	Boden	Zwischen-schicht.	Boden	Zwischen-schicht.	Boden	Zwischen-schicht.
0—50	—	35.82	—	35.79	—	—	—	34.83	—	34.89
50—100	—	35.99	—	35.16	—	34.56	—	34.73	—	34.99
100—500	—	35.99	33.53	35.33	35.93	34.57	—	34.70	—	35.06
500—1000	—	35.53	35.40	34.85	—	34.54	34.61	34.47	36.08	34.60
1—2000	36.39	35.44	34.34	34.90	—	—	34.60	35.52	34.99	34.60
2—3000	34.49	36.02	35.20	35.07	34.43	—	—	—	34.92	34.67
3—4000	35.68	35.19	35.09	35.07	34.80	—	34.78	34.51	35.01	34.77
4—5000	35.75	36.20	35.20	—	34.77	—	34.74	34.53	34.96	34.77
5—6000	36.12	—	35.46	—	—	—	34.73	34.52	35.50	—
6—7000	—	—	—	—	—	—	34.81	—	—	—
7—8000	—	—	—	—	—	—	34.66	—	—	—
8—9000	—	—	—	—	—	—	34.96	—	—	—

Wenn sich auch für die geringeren Tiefen beträchtliche Verschiedenheiten des Salzgehalts am Boden und in gleichen Niveaus des freien Wassers verstehen lassen, so sind solche für die größeren Tiefen über 2000 und mehr Meter sehr unwahrscheinlich und sie dürften in den einzelnen Ozeanen nach Ausmerzung der fehlerhaften Angaben im wesentlichen verschwinden.

Eine solche Sichtung in mehr oder weniger bewußter Kritik hat schon Buchanan selbst vorgenommen, indem er versuchte, allgemeine Schlußfolgerungen aus seinem Material abzuleiten[1]). Er erkannte, daß die großen zonenförmig angeordneten Verschiedenheiten des Salzgehaltes nur den oberen Schichten angehören, und in 300 bis 500 m Tiefe verlöscht sind, die stärkeren Konzentrationen dabei in größeren, die Verdünnungen der Kalmenregionen schon in geringeren Tiefen. Von 500 bis nach 1500 oder 1800 m hin wird für ihn im allgemeinen eine gelinde Abnahme und von da zum Boden hin wieder eine schwache Zunahme, also wir würden sagen, eine dichohaline Schichtung bemerkbar: er gibt dem Bodenwasser des Pazifischen Ozeans 34.5 bis 34.8, des Südatlantischen 34.8 bis 35.1, des Nordatlantischen aber bis 35.8 Promille, so daß der Nordatlantische Ozean überhaupt als die größte Ansammlung salzreichen Wassers im Weltmeer zu gelten habe; er ist geneigt, diese aus dem Tiefenstrom des Mittelmeeres von Gibraltar her abzuleiten.

Schauen wir uns nach neueren systematischen Beobachtungen um, so haben wir im Nordatlantischen Ozean solche des Fürsten Albert von Monaco[2]) in der Spanischen See bis zu den Azoren und Kapverden hin; ferner von Buchanan[3]) selbst im Bereiche des Guineastroms bis in den Golf von Guinea, nach Ascension und zur Kongomündung hin, endlich

[1]) Challenger Reports. Narrative Bd. 2, p. 955 f.
[2]) J. Thoulet in Résultats des Campagnes etc. Fascic. XXII und XXIX. Monaco 1902 u. 1905.
[3]) Scott. Geogr. Magazine 1888, p. 236 ff.

von Martin Knudsen aus dem Forschungsgebiet der Ingolfexpedition in der Gegend von den Färöer über Island nach Grönland. Dies neue Material ist leider zu wenig vollständig und homogen, als daß man ganz positive Behauptungen darauf gründen könnte; aber es sieht nicht so aus, als wenn Buchanans Annahmen für die Tiefen von mehr als 500 m für den Nordatlantischen Ozean in ihrem ganzen Umfange dadurch bestätigt würden, vielmehr sprechen sie eher für eine allgemeine Abnahme, wenn auch nur eine geringe, bis zum Boden hinab, also für eine anohaline Anordnung. Allerdings mit örtlichen Unterschieden, wenn die Anzeichen nicht täuschen.

Die Schöpfapparate des Fürsten von Monaco scheinen nur in vereinzelten Fällen versagt und Oberflächenwasser mit solchem aus der Tiefe vermengt zu haben; man kann auch hier durch Vergleiche der unmittelbar nebeneinander liegenden Stationen den vermutlichen Fehler erkennen. Bei den neueren Stationen (nach 1895) werden solche Unstimmigkeiten immer seltener. Reiches Material liegt aus dem Bereiche der Azoren vor; eine zweite, kleine Gruppe von Stationen bezieht sich auf einen Teil der Spanischen See um 43° N. B., 19° bis 20° W. L. (450 Seemeilen westwärts von C. Finisterre, 420 Seemeilen nordöstlich von S. Miguel); eine dritte, reichhaltigere auf den Golf von Biskaya. Dem gegenüber sind bei den Kanarischen und Kapverdischen Inseln die Beobachtungen weniger systematisch, also auch die Schlußfolgerungen undeutlicher. Es zeigt sich nun folgendes. Bei den Azoren nimmt von der Oberfläche mit 35.9 Promille der Salzgehalt langsam ab, so daß in 200 m: 35.75, in 600 und 1000 m: 35.4 Promille angesetzt werden können. Von hier bis 2000 m findet weitere, in den Einzelfällen verschiedene Abnahme auf 35.1 Promille statt, was sich in den größeren Tiefen fortsetzt, bei 3000 m wird im allgemeinen 35.0 nicht mehr erreicht, am Boden in größeren Tiefen liegt überall Wasser von etwa 34.8 Promille (Mittel aus 4 Beobachtungen für 4777 m 34.77 Promille): alles erheblich geringere Salzgehalte, als nach den Beobachtungen der Challengerexpedition im allgemeinen für den Nordatlantischen Ozean zu erwarten. — Die zweite Gruppe in der Spanischen See ist in den obersten Schichten bis 600 m und in den tieferen unterhalb 2000 m bis 5900 m (mit 34.9 Promille) den Verhältnissen bei den Azoren gleich. Dagegen enthält die einzige systematisch bearbeitete Station (Nr. 1430 in 43° 7′ N. B., 19° 43′ W. L.) für die Tiefen von 600 bis 2000 m eine starke Abweichung nach dem mesohalinen Typus, in dem zwar bei 600 m: 35.45, aber bei 1000 m: 35.65, bei 1500 m: 35.34, und erst bei 2000 m wieder normal 35.08 Promille angegeben werden. — Ganz anders verhalten sich die Stationen im Biskayagolf, wo 4 reichhaltige Reihen vorliegen: an der Oberfläche von im Mittel 35.78 Promille nimmt der Salzgehalt nur wenig ab bis 200 m (35.72); bei 500 m und 800 m sind 35.6, bei 1000 m 35.53 und bei 1500 m als Mittel aus 5 ziemlich übereinstimmenden Beobachtungen sogar noch 35.51 Promille zu berechnen. Auch in den größeren Tiefen bleibt der Salzgehalt allgemein um 0.4 Promille über dem der Spanischen und Azorensee und ist in mehr als 4000 m und am Boden in den einzelnen Stationen sehr verschieden, was vielleicht mit technischen Fehlern, aber auch mit abgeschlossenen kleinen Becken in diesem stellenweise sehr bewegten Bodenrelief zusammenhängen kann, so daß hier Werte zwischen 35.12 (44° 43′ N. B., 6° 24′ W. L.) und 35.60, ja 35.69 (44° 31′ N. B., 2° 5′ W. L.) aufgeführt sind. Diese Steigerung des Salzgehalts in den östlichsten Teilen der Spanischen See ist in der Tat als ein Hinweis auf Beimengung von stark salzigem Mittelmeerwasser im Sinne Buchanans zu deuten. Denn wenn wir des Fürsten von Monaco südlicher gelegene Stationen nach ihrer geographischen Lage ordnen, so kann man die Spuren des ausfließenden Unterstroms von Gibraltar her deutlich erkennen. Das Mittelmeerwasser hat dort eine Temperatur von 12.8°

und einen Salzgehalt von 38 bis 38.5 Promille in einem Niveau von 300 m nördlich von Tanger. Von hier aus sinkt das mit dem reichlich ihm begegnenden atlantischen vermischte und langsam abgekühlte Wasser in stetig niedrigere Niveaus: eine dicht an der marokkanischen Küste (in 35° 6′ N. B., 7° 8′ W. L.) aus 930 m geschöpfte Probe hatte mit 36.39 einen etwas größeren Salzgehalt als die Oberfläche (36.29); 115 Seemeilen westlich von Tarifa (36° 6′ N. B., 7° 56′ W. L.) sind in 1473 m Tiefe noch 35.71 Promille, um das gleiche Stück weiter westlich und 100 Seemeilen südwestlich vom Kap S. Vincent in 1737 m Tiefe 35.34 Promille, also um 0.2 Promille Salz mehr als in gleichen Niveaus der Biskayasee, 0.6 Promille mehr als in denen der Azorensee. Dagegen sind in der marokkanischen Bucht die größeren Tiefen noch unbeeinflußt: nördlich vom C. Blanco (in 33° 58′ N. B., 8° 39′ W. L.) finden sich in 2225 m ungefähr normal 34.90 Promille. Näher nach Madeira hin ist eine Anordnung, wie im Biskayagolf zu finden: in 710 m: 35.35 und in 1500 m: 35.48, dagegen in 2165 m: 35.21 und am Boden in 4360 m normal 34.86, in 5430 m: 34.85 Promille. William B. Carpenter, dem als Leiter der Porcupinefahrten die Tatsache nicht entgangen war, daß die Tiefenschichten im Osten des Nordatlantischen Ozeans denen der Oberfläche an Salzgehalt nachstehen, hat schon 1870 in dem größeren Salzgehalt der Bodenwasser der Trichterbucht von Cadiz die Spuren des submarinen Ausflusses des Mittelmeers im einzelnen verfolgt[1]). Leider sind die von ihm gegebenen spezifischen Gewichte im Vergleich zu einigen parallel bestimmten Chlorgehalten sämtlich zu hoch, so daß die aus den ersteren berechneten Salzgehalte meist um etwa 1 Promille zu erniedrigen sind, aber untereinander stimmen sie leidlich gut überein, gestatten also Vergleiche. Er fand nun bereits 45 Seemeilen westlich vom Kap S. Vincent (36° 47′ N., 9° 39′ W.) am Boden in 2850 m schon 38.0 Promille gegen 36.2 an der Oberfläche. Näher nach dem Eingang der Straße hin, aber noch 20 Seemeilen westlich von der trennenden Schwelle (K. Trafalgar bis K. Spartel), schöpfte er aus 594 m Tiefe Wasser von 38.5 Promille gegen 36.5 von der Oberfläche. Auf der Schwelle selbst aber fand er folgende Reihe:

Tiefe (m):	0	90	183	201	229
Salzgeh. (Prom.):	36.6	36.8	37.2	39.2	39.4

Der Unterstrom macht sich schon bei 183 m in einer Verstärkung des Salzgehalts, aber in voller Reinheit erst bei 200 m fühlbar: demnach beherrscht er nur eine Säule von etwa 30 m Höhe über dem Boden. Das ist wenig, und seine sonst erkennbare Fernwirkung nur auf seine stetige Dauer zurückzuführen, auf welche Wirkung der Zeit G. Schott bereits richtig hingewiesen hat. Daß aber dadurch der Salzgehalt im ganzen Nordatlantischen Ozean erhöht werden soll, wie Buchanan will, ist sicherlich eine Übertreibung.

Die Verteilung des Salzgehaltes in der Gegend südwestlich von den Kanarischen Inseln ist nach den Schöpfproben des Fürsten von Monaco ähnlich wie bei den Azoren, auch am Boden ist der Salzgehalt etwas unter 35 Promille in 4000 m Tiefe. Dagegen sind südwestlich von den Kapverdischen Inseln schon andere Zustände erkennbar. Der an der Oberfläche starke Salzgehalt (36.4 Promille) sinkt sehr rasch, so daß in 100 m nur 35.7, bei 660 m sogar nur 34.90, dafür in einer benachbarten Station bei 692 m 35.10 Promille angegeben werden; hier bis über 3000 m hinab ist dann überall Wasser von rund 35.0 Promille vermerkt, mit der einzigen Ausnahme der großen Tiefe von 6035 m (in 12° 5′ N. B., 35° 51′ W. L.),

[1]) Proc. R. Geogr. Soc. London 1874, p. 328 und 385.

wo angeblich 35.81 Promille sein sollen. Abgesehen vom letzten Fall erinnert hier schon alles an südatlantische Zustände.

J. Y. Buchanan fand zunächst (1883) auf dem Kabeldampfer Dacia vor der marokkanischen Küste im Bodenwasser aus 2500 bis 3600 m Tiefe stets Salzgehalte von 35.6 bis 36.0 Promille; noch in 28° 7′ N., 15° 59′ W. in 2615 m 36.03 Promille. Auf seiner späteren Fahrt im Januar 1886 an Bord des Kabeldampfers Buccaneer, die sich von den Kapverden durch das Gebiet des Guineastromes ostwärts bis in den Golf von Benin und südwärts bis Ascension erstreckte, traf er in Küstennähe an der Oberfläche auf den geringen Salzgehalt von 33.0 bis 33.5 Promille, der weiter seewärts auf 34.8 anstieg. Im Guineastrom wuchs der Salzgehalt zunächst mit der Tiefe, so daß er in 40 bis 50 m durchschnittlich schon 35.36 Promille, in 100 bis 200 m 35.61 Promille erreichte, um dann wieder in der Weise abzunehmen, daß in 200 bis 350 m durchschnittlich 35.05, in noch größeren Tiefen bis 4900 m hin aber ein gleichmäßiger Salzgehalt zwischen 34.90 und 34.77 Promille herrschte, ohne daß die geographische Lage oder die Meerestiefe einen Einfluß auf die kleinen örtlichen Unterschiede erkennen ließ. Während hierin ebenfalls eine Ähnlichkeit mit den südatlantischen Verhältnissen hervortritt, zeugen die hohen Salzgehalte im Bodenwasser vor der marokkanischen Küste in der Tat für einen Einfluß des durch die Gibraltarstraße in der Tiefe einströmenden Wassers aus dem Mittelmeer.

Die nördlichsten Hinweise auf eine Wirkung des Mittelmeerwassers will O. Pettersson in der Gegend südlich von Island aufspüren[1]). Nach Martin Knudsens Beobachtungen auf der Ingolfexpedition hält sich aber im Meer südlich von Island bis 60° N. B. der Salzgehalt in den Schichten von der Oberfläche bis 900 m hinab um 35.3 Promille, dann beginnt stetige und langsame Abnahme zum Boden bis 35.0 Promille, was den Verhältnissen bei den Azoren entspricht. In der Irmingersee westlich vom Reykjanäsrücken fand Knudsen eine stetige Abnahme des Salzgehaltes von der Oberfläche (35.4 bis 35.1 Promille) bis zum Boden hin, wo in 2400 m 34.95 erreicht wurden. Leider sind die Beobachtungen der Challengerexpedition aus dem Gebiete westwärts von den Azoren größtenteils zu einer Bestimmung des Salzgehaltes am Boden der dortigen großen Tiefen nicht benutzbar. Nur einige Beobachtungen des Salzgehaltes am Boden nördlich und südlich von Bermudas fügen sich einigermaßen mit 35.06 bis 35.17 Promille[2]) dem sonstigen modernen Bilde der nordatlantischen Bodengewässer ein; die anderen Salzgehalte sind wieder viel zu hoch ausgefallen. Auch östlich von den Kleinen Antillen sind am Boden 35.1 bis 35.2 Promille angegeben, aber wohl auch etwas zu hoch.

Im Südatlantischen Ozean werden die mit modernen Methoden gewonnenen Salzgehalte der Deutschen Südpolarexpedition einen guten Anhalt gewähren, nach dem man auch ältere Beobachtungen wird würdigen können. Zur Zeit sind aber nur die Salzgehalte der Schöpfreihen von 3 Stationen (in graphischer Gestalt) veröffentlicht, von denen zwei dem Brasilianischen Becken und eine der Kapmulde angehören. Man

---

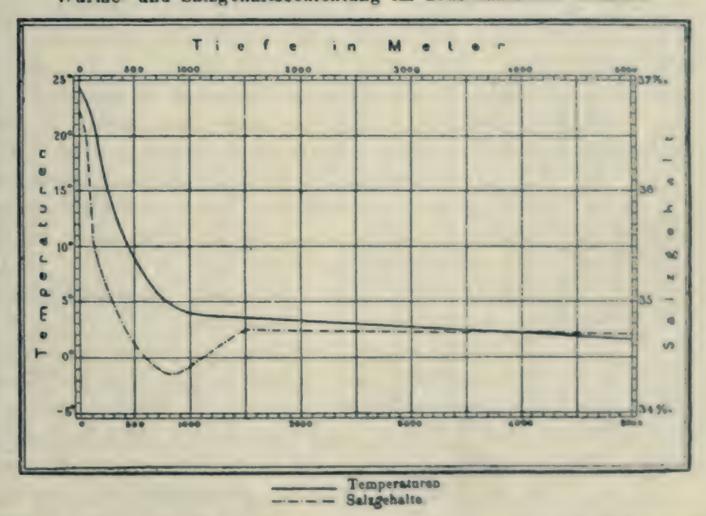
[1]) Petermanns Mitt. 1900, S. 65.

[2]) Stationen 26, 27, 28, 39, 51, 65.

gewinnt daraus den Eindruck, daß der Salzgehalt von der Oberfläche an rasch und stetig abnimmt, in 900 m ein Minimum erreicht, dann wieder zunimmt, um zuletzt von 1500 m abwärts bis zum Boden ziemlich unverändert zu bleiben (Fig. 45). Auf der Station 14 (23° 33′ S. B., 20° 51′ W. L.) ist der Salzgehalt an der Oberfläche 36.77, in 100 m: 36.60; in 200 m: 35.43, in 500 m: 34.55, in 900 m: 34.33, sodann in 1000 m wieder 34.43, in 1500 m: 34.73 und in 5045 m: 34.67 Promille. In der Kapmulde (Stat. 29, 35° 52′ S. B., 13° 8′ O. L.) war der Salzgehalt an der Oberflache 35.50, in 500 m: 34.50, in 900 m: 34.36, in 1200 m: 34.58, in 1500 m: 34.60 und in 4957 m: 34.72 Promille. E. v. Drygalski versichert[1]), daß diese Schicht

Fig. 45.

Wärme- und Salzgehaltsschichtung im Brasilianischen Becken.



des minimalen Salzgehaltes immer, wenn auch in etwas wechselnder Tiefe vorhanden sei. In der Tat kann man sie auch in den Schöpfreihen der Challengerexpedition angedeutet finden, freilich nur in den technisch gelungenen und auch in diesen nur jetzt verständlich. Die in den Schöpfzügen damals festgehaltenen Tiefenstufen waren ihrem Auffinden nicht günstig, denn die Wasserproben wurden zwar in 200, 300 und 400 (737 m) Faden, sodann erst wieder in 800 Faden genommen; leider nicht auch in 500 Faden (914 m). Immerhin ist auf der Strecke von Montevideo über Tristan da Cunha und Ascension zum Äquator in 10 Fällen ein minimaler Salzgehalt in 405 Faden (731 m) im Betrage von 34.6 Promille, im Brasilienstrom sogar nur 34.4 Promille, nahe am Äquator 34.56 Promille festgestellt worden, wobei nach dem Boden hin eine Zunahme auf 34.7 bis 34.9 Promille erfolgte: im Vergleich zu den Beobachtungen der Deutschen Südpolarexpedition überall um etwa 0.2 Promille zu hoch. Da sich in der

---

[1]) Veröff. des Inst. f. Meereak. Berlin 1902, Heft 1, S. 47, u. Taf. IV. Vergl. auch vereinzelte hierher gehörige Messungen von Schott im Valdiviawerk, Temperaturkurven Taf. 14

Tiefe von 800 bis 900 m auch ein Wendepunkt in der Anordnung der Wassertemperaturen befindet, ist später auf diesen Punkt zurückzukommen: diese dichohaline Schichtung wird aus dem Vordringen kalten und dünnen antarktischen Wassers nach Norden hin gedeutet.

Im ganzen liegen Anzeichen dafür vor, daß die tieferen Schichten des Atlantischen Ozeans, wenn von der Biskayabai abgesehen wird, in mehr als 2000 m überall etwa 35.0 Promille oder weniger, in mehr als 4000 m in Südbreiten 34.7, ebensoviel bei den Azoren, aber 34.85 bei den Kanarischen Inseln aufweisen. Genaueres festzustellen ist noch eine Aufgabe der Zukunft.

Für die höheren Breiten des Indischen Ozeans hat die Deutsche Südpolarexpedition[1]), soweit die spärlichen Veröffentlichungen ein Urteil gestatten, Spuren einer ähnlichen dichohalinen Schichtung erwiesen, wie sie im Südatlantischen herrscht: der Salzgehalt fällt zwischen 500 und 550 m von 34.49 auf 34.36 und bleibt nach Ansteigen auf 34.65 in 700 m so bis zum Boden hinab; die oberen Schichten zeigen in den südlichsten Breiten eine langsame Zunahme des Salzgehaltes von 31 bis 34.5 Promille in 500 m. Auch die Challengerexpedition kennt am Boden in 3000 bis 3500 m Salzgehalte von 34.6, aber auch geringere von nur 34.05 (in 62° 26′ S. B., 95° 44′ O. L.), während dafür in den Schichten zwischen 300 und 600 m 34.70 Promille angegeben werden. Weiter nördlich ist an zwei Stationen eine regelmäßige Zunahme von 34.0 der Oberfläche bis 34.3 in 350 m verzeichnet. Im subtropischen Gebiet (35° S. B., 74° O. L.) hat die Deutsche Südpolarexpedition eine ganz der südatlantischen entsprechende dichohaline Anordnung: der Salzgehalt fällt von der Oberfläche mit 35.3 bis 900 m mit 34.38 Promille, um weiterhin langsam zu steigen bis 34.45 in 1500 m, und in den untersten Schichten 34.65 Promille aufzuweisen. Nach den Beobachtungen von Dr. W. Brennecke[2]) auf dem deutschen Vermessungsschiff Planet im Mai und Juni 1906 fand sich auch im Indischen Ozean zwischen Durban und Ceylon meist ein Minimum in 800 bis 1000 m Tiefe, und zwar besonders ausgeprägt in den niederen Breiten. Außerdem aber trat, ähnlich wie in den atlantischen Äquatorialströmen, auch im Indischen Ozean bei Annäherung an den Äquator ein Maximum in den Schichten von 25 bis 200 m Tiefe hervor. Nahe am Äquator bringt G. Schott einige Salzgehalte aus Zwischenschichten und vom Boden: an letzterem scheinen 34.7 bis 34.8 Promille die Regel zu bilden; in den oberen Schichten sind Andeutungen für eine Zunahme von 34.0 auf 34.95 in 400 m vorhanden. Doch wäre es verfrüht, hier irgend welche Normen aufzusuchen. Immerhin hat schon Schott[3]) auf die Wirkungen des in der Tiefe aus dem Roten Meer in den Golf von Aden abfließenden schweren und zugleich warmen Wassers hingewiesen. In der Straße von Babelmandeb fand Makaroff[4]) in 150 m Tiefe 37.4 und in 250 m 38.13 Promille und rund 25° Temperatur bei nur 36.1 bis 36.5 Promille an der Oberfläche. Wenn die bisher ganz allein stehende Bestimmung des Salz-

---

[1]) Veröff. Inst. f. Meeresk. Heft 5, 1903, S. 142.

[2]) Vorläufige Mitteilung in Ann. d. Hydr. 1906, S. 464.

[3]) Valdiviawerk S. 187.

[4]) Le Vitiaz etc. II, 136. Wenn Luksch weniger Salz fand (37—38 Prom.), so lag das vielleicht an den von ihm benutzten Sigsbeeschöpfern.

gehalts im Bodenwasser aus 1840 m im Golf von Aden mit 38.47 Promille durch den Chemiker der „Valdivia“ richtig ist, wäre dieser Unterstrom bis 47° O. L. nachgewiesen, also 200 Seemeilen östlich von der Straße. Bedenklich aber muß es sein, daß die gleichzeitig gemessene Temperatur von 3.7° keineswegs auffallend hoch, sondern etwa normal wie auch sonst im Arabischen Meer ist. Daß sich der hohe Salzgehalt unverändert erweist, also Mischungen mit fremdem Wasser unterblieben sind und doch die Temperatur um rund 18° niedriger wird, ist ein unwahrscheinlicher Vorgang; weitere Aufklärung ist abzuwarten.

Unsere Verlegenheit wird nicht geringer, wenn wir uns dem Pazifischen Ozean zuwenden, wo noch keine nach den modernen Methoden gewonnenen Salzgehalte vorliegen, vielmehr fast ausschließlich die Messungen der Challenger- und Gazelleexpedition und Makaroffs in Betracht kommen, wobei die des letzteren meist nur bis 400 m hinabgehen.

In den südlichen Breiten (um 40° S.) ist in den oberen Schichten bis 350 m wenig Änderung, öfter aber eine gelinde Zunahme des Salzgehaltes, bis dann in 730 m ein Minimum erkennbar wird von 34.2 bis 34.3 Promille. Im tropischen Gebiet des Westens scheint im allgemeinen der Salzgehalt, wo er über Normal ist (35.7 bis 36.0 Promille), nach unten hin stetig abzunehmen, bis in 450 m rund 35 Promille erreicht sind, von da an finden sich Andeutungen für weitere, aber langsame Abnahme bis zum Boden. Wo näher am Äquator verdünntes Wasser die Oberfläche einnimmt (Bismarckarchipel mit 34.2 Promille), findet eine stetige Zunahme bis 300 m hin statt, wo 35.6 bis 35.9 verzeichnet sind; in den nächsten 100 Faden erfolgt rasche Abnahme, so daß sich in 730 m nur noch 34.5 bis 34.6 Promille finden und bis zum Boden so bleiben. Mehr in der Mitte des Ozeans, wo die Oberfläche etwa 36 Promille hat, findet stetige Abnahme statt, so daß in 300 m 35 Promille und in 730 m 34.4 Promille erlangt werden, um dann zum Boden ein wenig zuzunehmen. Von den Markesasinseln nach dem Äquator nordwestlich segelnd, fand Makaroff große Verschiedenheit, wie folgende Messungen an zwei seiner Stationen zeigen.

S. B.	W. L.	Obfl.	25 m	50 m	100 m	200 m	400 m
9° 25′	138° 7′	36.40	36.38	36.51	36.64	36.40	35.16 und 34.78
5° 31′	143° 59′	35.50	35.63	35.63	35.63	35.61	34.88

Hier liegt nahe bei 400 m eine schärfere Grenze, wie die auf der ersten Station wiederholte Messung erkennen läßt: das, weiter im Osten auch an der Oberfläche salzreichere und nach W strömende Wasser wird hier von oben her durch minder salziges in die Tiefe gedrängt (in 100 m: 36.61). Noch weiter östlich hat Makaroff (in 15° 44′ S., 92° 57′ W.) eine stetige Abnahme von 36.0 an der Oberfläche bis 35.7 in 100 m, 34.6 in 200, 34.4 Promille in 400 m. —

Die Salzgehalte am Boden scheinen sowohl nach den Beobachtungen des Challenger wie der Gazelle in den Tiefen von mehr als 3500 m ähnlich wie im Südatlantischen und Indischen Ozean meistens 34.65 zu betragen;

höhere Werte sind durch benachbarte niedrigere in Frage gestellt. Doch sind Andeutungen vorhanden für eine langsame Abnahme nach Osten hin, so daß unter dem Perustrom vielleicht nur 34.4 Promille zu finden sind.

Im Nordpazifischen Ozean sind unsere Kenntnisse womöglich noch lückenhafter; aus dem nordöstlichen und östlichen Gebiet ist Genaueres überhaupt nicht bekannt[1]). Vom Bismarckarchipel nach Japan segelnd, fand der Challenger fast homohaline Anordnung von 35.0 Promille bis 200 m, dann eine Abnahme bis 550 m auf 34.3, bis 730 m auf 34.05 Promille, von da bis zum Boden vielleicht eine gelinde Zunahme bis 34.5 Promille. Von Japan nach Hawaii fand er ebenfalls eine Abnahme von der Oberfläche bis 550 m auf 34.2 Promille und Anzeichen für homohalines Verhalten oder nur eine unwesentliche Zunahme bis zum Boden; bis 400 m hin wird diese Anordnung im allgemeinen von Makaroff bestätigt. Von den Hawaiischen Inseln südwärts nach dem Äquator hin scheint da, wo die Oberfläche nur 34.4 Promille hat, der Salzgehalt zunächst bis 300 m auf 34.8 zuzunehmen, und dann eine leichte Abnahme bis 34.5 oder 34.6 am Boden aufzutreten. — Die Bodenwasser führen auch hier im Nordpazifischen Ozean diesen schon öfter erwähnten Salzgehalt von 34.65; auch scheint er nach der amerikanischen Seite hin abzunehmen auf 34.2 und weniger. —

Aus dieser Übersicht läßt sich eine gewisse Ähnlichkeit für die offenen Ozeane, vielleicht mit Ausschluß des Nordatlantischen, abnehmen: die große Masse ihrer Gewässer abwärts von 2—3000 m scheint kaum mehr als 34.8 Promille Salzgehalt zu besitzen. Doch ist es noch zu früh, etwas Positives hierüber auszusprechen. Allgemein bestätigt hat sich die Auffassung Buchanans, daß die großen Unterschiede der Oberfläche in Tiefen von mehr als 400 bis 500 m verschwunden sind. Die vorhandenen brauchbaren Messungen reichen leider nicht dazu aus, einen Mittelwert für den Salzgehalt der offenen Ozeane zu berechnen; nach oberflächlicher Schätzung, wobei die gewaltigen Wassermassen des Pazifischen Ozeans stark ins Gewicht fallen müssen, wäre ich geneigt, etwa 34.7 bis höchstens 34.8 Promille als mittleren Salzgehalt der offenen Ozeane anzunehmen.

Wenn sich bei der zukünftigen, so dringlich erwarteten, genaueren und umfassenderen Bestimmung der Salzgehaltsschichtung die im vorigen mehrfach hervortretende Zunahme der Konzentration von 1500 m abwärts bis zum Boden als allgemein gültige Regel bestätigen sollte, so wäre damit ein interessanter Spezialfall des sogenannten Soretschen Phänomens für die Ozeane erschlossen. Nach den von C. Ludwig schon 1856 und von Ch. Soret 1881 ausgeführten Experimenten bleibt nämlich eine homohaline Wassersäule (abgesehen von der Zusammendrückung in den Tiefen) nur dann auf die Dauer wirklich homohalin, wenn kein Temperaturunterschied zwischen den oberen und unteren Teilen der Wassersäule besteht (wie beispielsweise im Mittelländischen Meer). Herrscht aber keine Homothermie, so wandern die gelösten Salze in der Richtung des Temperaturgefälles, und dann bleibt die Wassersäule nicht mehr homohalin. Nach van't Hoff beruht dies auf den mit den Temperaturunterschieden auftretenden Differenzen im osmotischen Druck. Die

[1]) Die von Lindenkohl in Petermanns Mitt. 1897, S. 275 und Taf. 19 benutzten Aräometerbeobachtungen des V. S. D. Albatros sind mit starken Zweifeln aufzunehmen. Vergl. oben S. 332, Anm. 3.

Konzentrationen streben dadurch einem stationären Zustande zu, wo sie sich verhalten umgekehrt wie die absoluten Temperaturen. Das ist nun vielleicht in den südhemisphärischen Meeren der Fall. Nehmen wir für das obere Ende der eigentlich homohalinen Wassersäule eine Temperatur von 4° und einen Salzgehalt von 34.33 Promille, für den Boden 1° und 34.70 Promille, so verhalten sich die Konzentrationen in der Tat umgekehrt, wie die absoluten Temperaturen: 34.70 : 34.33 = 277 : 274 = 1.011. Nach Nernst würden sich bei der erheblichen Dissoziation der Meeressalze die verschiedenen Ionen verschieden stark an dieser Wanderung beteiligen[1]).

Besser bekannt ist uns die senkrechte Verteilung des Salzgehaltes in einzelnen Nebenmeeren, vornehmlich den Europa benachbarten.

Das Arktische Mittelmeer ist im letzten Jahrzehnt durch die Arbeiten[2]) von Mohn, Nansen, Hjort, Makaroff, Knipowitsch, Breitfuß, Amundsen, Helland-Hansen u.a. wenigstens in seinen die skandinavisch-nordrussischen Küsten berührenden Meeresteilen bis nach Franz Josephsland hin in den Hauptzügen aufgeklärt worden. Wenig oder gar nicht bekannt ist die amerikanische Seite. Zu einem eindringenden Verständnis der Salzgehaltsunterschiede ist freilich die Kenntnis der Meeresströme und ihrer Verzweigungen unentbehrlich, darum bei künftiger Gelegenheit nochmals darauf zurückzukommen. Hier seien nur folgende grundlegende Tatsachen hervorgehoben.

Im europäischen Nordmeer hat das zwischen den Orkneys und Färöer eingetretene atlantische Wasser in seiner der norwegischen Küste parallel verlaufenden Fortführung nach Norden und Nordosten einen im wesentlichen unveränderten Salzgehalt bis zur Tiefe von etwa 2—300 m mit etwas über 35.2 Promille südlich von 70° N. B., nördlich davon tritt eine allmähliche Abnahme ein, anderseits wird es von salzärmerem Wasser überlagert. Die modernen norwegischen Untersuchungen im Rahmen der internationalen Meeresforschung haben gezeigt, daß die Gestaltung dieser salzreichen Wassermasse sehr verwickelt sein kann. In vielen Fällen ist sogar eine Gliederung in zwei Stromstriche angedeutet, wie im Mai 1904 auf der Höhe von Kap Stadtland, wo das atlantische Wasser von über 35.2 Promille fast ganz von der Oberfläche verschwunden und von Osten her durch dünnes Landwasser, von Westen her durch stark verdünntes Wasser von weniger als 35 Promille eingeengt war, wie aus beigegebener Fig. 46 zu ersehen ist (die westlichste Station N 55 liegt in 63° 11′ N., 3° 45′ W. L., also 250 Seemeilen westnordwestlich von Stadtland, 100 Seemeilen nordöstlich von den Färöer). In einzelnen Jahren schien dies Wasser von 35.2 Promille sogar streckenweise ganz zerstückelt zu sein, im allgemeinen aber im Herbst mächtiger aufzutreten, als in den anderen Jahreszeiten. Doch könnte dies letztere zunächst nur für den Süden (südlich von Drontheim) als wahrscheinlich gelten, während sich bei den Lofoten eher die entgegengesetzte Periode (Maximum des Salzgehaltes im Februar, Minimum im November) aus den

---

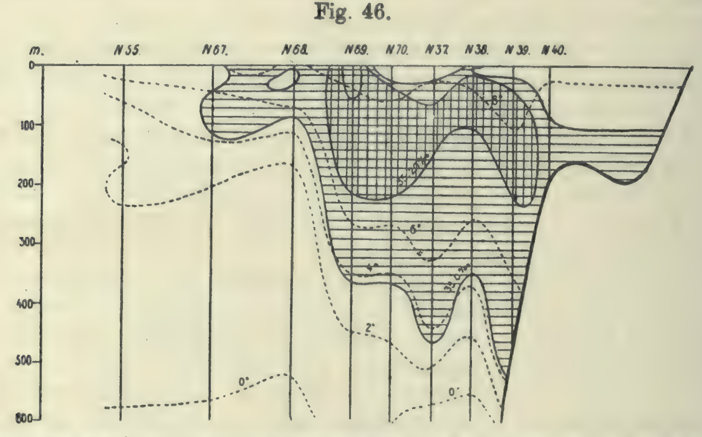
[1]) Ostwald, Lehrb. der allg. Chemie I, 3. Aufl., S. 701; Nernst, Theoret. Chemie (4. Aufl.) S. 719.

[2]) Die sehr zerstreute Literatur hat Knipowitsch in seiner umfassenden Monographie in Sapiski der Kais. Geogr. Ges. f. allgem. Geogr. Bd. 42, St. Petersburg 1906 zusammengestellt; ebenso auch in Ann. d. Hydr. 1905, S. 193 ff.

vorliegenden Beobachtungen entnehmen ließe[1]). Weitere Forschungen müssen hier zur Klärung abgewartet werden. Im übrigen ist die Ausbreitung des Salzgehaltes wie an der Oberfläche, so auch in den Tiefen bis 800 m hinab von der wechselnden Ausdehnung der Meeresströmungen abhängig, muß also bei der Beschreibung dieser letzteren genauer gegeben werden.

Das Tiefenbecken des Nordmeeres südlich von Spitzbergen bis zur Färöerbank hin ist unterhalb von 800 bis 1000 m bis zum Boden von einer homohalinen (und homothermen) Wassermasse erfüllt, die 34.91 Promille Salzgehalt mit — 1.2° verbindet und in der Gegend nördlich von Jan Mayen und westlich von Spitzbergen im Winter an die Oberfläche

Fig. 46.



Temperatur- und Salzgehaltschichtung im norwegischen Meer westwärts von Kap Stadtland im Mai 1904 (nach Helland-Hansen).

zu reichen scheint[2]), wo sie also ihre Merkmale aufgeprägt erhält (örtliche Dichte = 1.0280). Die Isohaline von 35.0 liegt im Ostgrönlandstrom nördlich von Island bei 350 m.

Die Fortsetzung in die Barents- und Murmansee hin ist besonders kompliziert. Im allgemeinen sind Salzgehalte von 35.0 bis 35.2 Promille nur in schmalen submarin gewordenen Abzweigungen des sogenannten Golfstromes zu finden; auch sie lassen ihren Salzgehalt weiter nach Osten vordringend um 0.2 bis 0.3 Promille abnehmen. Doch fand Makaroff im August 1901 mit seinem Eisbrecher Jermak noch auf der Höhe von Nowaja Semlja in 150 m Tiefe 35.05 Promille gegen nur 33.5 an der Oberfläche. Nördlich von der genannten Insel auf Franz Josephsland zu hatten damals die obersten Schichten bis 10 m Tiefe noch 34 Promille. In 78° N. B., 61° O. L. stieg der Salzgehalt zuerst rasch in 25 m auf 34.38, in 50 m: 34.58, sodann bis 100 m auf 34.66, 200 m: 34.85, 300 m: 34.88 Promille. Auf einer noch nördlicheren Station (80° N. B., 65° O. L.) traf er

[1]) Helland-Hansen in Report on the Norwegian Fish. a. Mar. Invest. vol. II, Nr. 2, 1906, Tafel XX und XXI, und Publicat. de Circonstance etc. Nr. 19, Kopenhagen 1904.

[2]) Nansen in Videnskabs Selskabets Skrifter, Christiania 1906, I, 3, S. 67 (nach Roald Amundsens Beobachtungen).

in 200 m: 34.76, in 350 m: 34.95 Promille[1]). — An der Murmanküste zeigt sich eine gewisse Periodizität, indem der Zufluß von verdünntem Wasser aus dem norwegischen Küstenstrom im Winter stark zurückgeht, da alsdann die Niederschläge in den höheren Breiten wesentlich in fester Gestalt fallen und die Fjorde nur wenig Landwasser seewärts hinausgehen lassen. Im Winter ist daher der Salzgehalt allgemein größer und auch gleichmäßiger in der Vertikalen angeordnet. Nach Knipowitsch sind in der Zeit vom Juli 1900 bis Mai 1904 vor dem Motowskijfjord in 69½° N. B., 33½° O. L. die Amplituden so gewesen, daß die Extreme an der Oberfläche von 33.30 bis 34.67 Promille, in 10 m von 33.62 bis 34.70, in 50 m von 34.07 bis 34.70, in 100 m von 34.22 bis 34.74, in 200 m und mehr Tiefe von 34.43 bis 34.74 Promille lagen. Neben der jährlichen Periode kommt es auch zu unperiodischen Schwankungen, die sich nach der Ergiebigkeit des Regenfalles einerseits, nach dem Andrange des sogenannten Golfstromwassers anderseits richten. In der ganzen Zeit von November 1902 bis November 1903 war dieser Andrang groß, und ihm sind die soeben genannten maximalen Salzgehalte zu verdanken. — Eine isolierte Stellung nimmt das Weiße Meer[2]) ein, das in seinen flacheren Buchten starke Süßwasserzuflüsse empfängt, die die Oberfläche aber nicht weit hinaus beherrschen. Allgemein ist darum schon in 10 m Tiefe vielfach ein Salzgehalt von 28 Promille zu finden, der in 70 m über 29 und in 200 m über 30 bis 30.08 ansteigt; im Schlund (Gorlo) hat die Oberfläche 25 bis 29, der Boden in 105 m: 29.27, im Winter aber 34.85 Promille.

Das arktische Zentralbecken ist durch Nansens und Scott-Hansens Untersuchungen während der Framtrift bekannt geworden. Im Mittel aus 14 Framstationen ergibt sich, daß der Salzgehalt, wenn wir von der obersten stark verdünnten Fluß- und Schmelzwasserschicht (21 Promille) absehen, eine rasche Zunahme auf 33.26 Promille in 40 m aufweist, sodann eine langsamere auf 34.97 in 250 m, 35.02 in 450 m, 35.07 in 1000 m, 35.08 in 2000 m, sodann an einer Station 35.19 in 2500 m und 35.12 Promille in 3000 m (mit —0.83°): das zentrale Becken hat also etwas salzigeres Wasser als das norwegische Nordmeer in gleichen Tiefen und dabei eine etwas höhere Temperatur. Die für diese Schichtung maßgebenden Stromvorgänge werden uns bei einer späteren Gelegenheit beschäftigen. — Verschieden davon ist auch das Wasser der Karasee, wie aus Nordenskiölds und Nansens Erfahrungen hervorgeht: der letztere fand unweit der Yalmalküste (71° 21′ N., 66° 24′ O.) zwar an der Oberfläche im Treibeis nur 19 Promille, dagegen am Boden in 24 m 32.45 Promille und —1.09°, also Salzgehalt und Temperatur merklich höher als im Zentralbecken unter gleicher Tiefe (30.3 Promille und —1.65°). Dagegen hatte Nordenskiöld[3]) 1875 in 75½° N., 64¾° O. an der Oberfläche 30.7, in 107 m Tiefe 34.1 Promille mit —1.8°, vorausgesetzt, daß die Salzgehalte nicht allzu fehlerhaft beobachtet waren. — Die seichte See über dem nordsibirischen Schelf ist meist oberflächlich von dünnem Schmelz- und Flußwasser überlagert, doch fanden Nansen und Nordenskiöld beim

---

[1]) Zuerst veröffentlicht von Knipowitsch a. a. O. S. 480. 488. 492.
[2]) Knipowitsch a. a. O. S. 1165 ff.
[3]) O. Pettersson, Vega Exp. Vetensk. Iakttag. Band 2. Stockholm 1883, S. 342.

Kap Tscheljuskin auch 25 bis 28.9 Promille und Nordenskiöld vom 5. bis 19. September 1878 ostwärts von der Kolymamündung an der Oberfläche ebenfalls zwischen 23 und 31.5 Promille, am Boden in 20 bis 25 m vielfach über 30 bis 31.5 Promille mit Temperaturen von —1.3°. Weiter vom Lande entfernt fand Lt. Onatzewitsch[1]) im August 1876 in 69° 8′ N., 173° 40′ W. auch an der Oberfläche noch 32.6 Promille. — Noch weiter östlich treffen wir auf vereinzelte Beobachtungen der britischen Nordpolarexpedition[2]) unter Nares (1875/76). In Eisspalten nahe der Floebergbai (82 1/2° N., 61 1/3° W.) messend, fand man unter der fast salzfreien Schmelzwasserschicht der Oberfläche von 3 m Tiefe eine homotherme (mit —1.7° dem Gefrierpunkt nahe) Wassermasse, die am Boden in 8.4 m 33.44 Promille Salzgehalt hatte; ebenso hoch war dieser unter dem Eise an der nördlichsten damals von Kapitän Markham erreichten Stelle (83° 20′ N.). Es sind das alles bemerkenswert hohe Konzentrationen. Südlicher in der Kanebucht (79° 15′, K. Viktoria) fanden sich an der Oberfläche 31.9, dagegen in 110 m Tiefe 34.0 Promille, am Boden der Dobbinbucht in 210 m sogar 34.73 Promille. Wenn die früheren Messungen von Emil Bessels[3]) auf der Polaris (1872) in derselben Gegend noch höhere Salzgehalte verzeichnen ($S\frac{15^0}{4^0} = 1.0269$ in 172 m, 1.0286 in 166 m), so scheinen die benutzten Aräometer nicht einwandfrei gewesen zu sein. Aus dem nördlichen Teil der Baffinbai (75° N., 65° W.) ist auf der Trift der Fox (1857) das spezifische Gewicht des Seewassers auch in den Tiefen einige Male bestimmt worden[4]). Anscheinend aber sind die Beobachtungen auch nicht zuverlässig, wie aus dem Vergleich mit dem recht guten von Axel Hamberg[5]) aus dem Jahre 1883 hervorgeht. Während an der Oberfläche 29 bis 33 Promille herrschen, ist der Salzgehalt in 100 m: 33.66, in 200 m: 33.80, in 300 m: 34.16, in 500 m: 34.34 und in 625 m: 34.37 Promille. Auch in den damals von Nordenskiöld besuchten westgrönländischen Fjorden ist diese leicht verständliche Zunahme des Salzgehaltes mit der Tiefe vorhanden. So im Arsukfjord an der Oberfläche 19.21, in 75 m: 32.79, 150 m: 33.17, 300 m: 33.94 und in 560 m: 34.04 Promille. Über die am Polarkreis angeordnete Schwelle scheint kein ozeanisches Wasser aus der Davisstraße herüber zu kommen, denn südlich von 65° N. B. sind nach Knudsens Messungen auf der Ingolfexpedition schon von 200 m Tiefe abwärts fast 35 Promille Salzgehalt. — Wenn der Oberfläche des Arktischen Mittelmeeres im Mittel ein Salzgehalt von angenähert etwa 25.5 Promille zukommt, wären ihrem Gesamtvolum etwa 34.8 zuzuerteilen, entsprechend den hohen Konzentrationen im Wasser der beiden großen Becken, die mit dem salzreichen Nordatlantischen Ozean in Zusammenhang stehen.

Ebenso ist das Britische Randmeer von nur wenig verdünntem atlantischem Wasser erfüllt. Das Britische Ärmelmeer wird, wie die

---

[1]) Petermanns Mitt. 1879, Taf. 8, wo die σ_0 eingetragen sind; auch Ann. d. Hydr. 1881, S. 67.

[2]) Proc. R. Soc. London 1878, Bd. 37, p. 544—559; auch Ann. d. Hydr. 1881, S. 73. Die von Dr. Moß gefundenen Chlorgehalte sind viel zu hoch.

[3]) Bessels, Die amerik. Nordpolarexped. Leipzig 1879, S. 527—643.

[4]) Vergl. Boguslawskis Zusammenstellung in Ann. d. Hydr. 1881, S. 120.

[5]) Bihang K. Svenska Vet. Akad. Handl., Bd. 9, Nr. 16, S. 55. Die Salzgehalte sind aus den σ_0 nach Knudsens Tabellen berechnet.

neuen englischen Untersuchungen im Rahmen der internationalen Meeresforschung ergeben[1]), durch die starken Gezeitenströme meist homohalin von der Oberfläche bis zum Boden hinab gestaltet, im Osten mit 35.0 bis 35.1, nach Westen zunehmend auf 35.25 bis 35.50, wobei es vorkommt, daß homohaline Wassersäulen von merklich verschiedenem Salzgehalt, seitlich nebeneinander gestellt, von den Gezeiten hin und her geschoben werden. Im Clydebusen hat H. R. Mill[2]) in fleißiger Arbeit während der Jahre 1886 und 1887 den Salzgehalt untersucht: unmittelbar nördlich von Arran fand er an der Oberfläche durchschnittlich 33.17, am Boden in 145 m: 33.83 Promille, in der Straße östlich davon oben 33.14, unten 34.15, südlich von der Insel unweit Ailsa Craig an der Oberfläche 33.80, am Boden in 55 m 34.24 Promille. Ihm verdanken wir auch aräometrische Untersuchungen im Minch[3]), wobei im August 1887 die Oberfläche östlich von Lewis 34.96, das Bodenwasser in 90 m 35.00 Promille aufwies.

Die dem Nordmeer benachbarten kleineren Nebenmeere der Nordsee und Ostsee erweisen sich ebenfalls noch in gewisser Abhängigkeit vom Atlantischen Ozean. Unmittelbar gilt das für die nördliche Nordsee, die atlantisches Wasser (35.2 bis 35.3 Promille) aus der Gegend der Shetlandinseln empfängt und an ihrem Boden nach Südosten und Osten, am Rande der Großen und Kleinen Fischerbank sowie in der Rinne, weiterführt. Die seichteren Teile der Nordsee erfahren überall eine starke Durchmischung durch die Tätigkeit der kräftigen Gezeitenströme im Verein mit dem hohen Seegang. So ist südlich von der Doggerbank das Wasser oft homohalin, im tiefen Wasser nördlich von der Doggerbank aber auch im Winter homohalin (und homotherm) bis in die Breiten von Nordschottland hinauf, wo im Februar 1905 die schottische Beobachtungsstation 2 in 58½° N., 1¾° W. von der Oberfläche bis zum Boden in 110 m 35.07 Promille und die deutsche Station 4 in 56° 41′ N., 2° 15′ O. in der ganzen 95 m mächtigen Wassersäule 35.03 Promille aufwies, während sonst eine geringe Zunahme nach der Tiefe hin die Regel bildet. Über der norwegischen Rinne und dem Skagerrak sind die Verhältnisse verwickelter und vom wechselnden Charakter der Strömungen unmittelbar beherrscht. Umstehende Fig. 47 stellt den mittleren Zustand dar, wie er sich aus 4jährigen Beobachtungen seit Mai 1902 ableiten läßt. In der Regel dehnt sich der Baltische Strom, verstärkt durch das Schmelzwasser aus den norwegischen Flußtälern, im Frühling weit in die Nordsee hinaus: er ist dann um so breiter und seichter, je salzärmer sein Wasser ist. So war er im Mai 1902 mit einer Breite von 100 Seemeilen nach Südwesten von Ekersund bis nach der deutschen Station 5 (57° 24′ N., 3° 42′ O.) als 10 m dicke Schicht von 32.7 Promille noch erkennbar und auch näher an der Küste nicht über 15 m tief (hier mit 25.9 Promille). Im Mai 1904 aber hatte sich der baltische Strom ganz nahe an die Küste gezogen, war mit einem Salzgehalt von 29.6 bis 33 Promille nur 35 Seemeilen breit und noch nicht ganz 20 m tief; schweres Wasser von etwas über 35 Promille war 45 Seemeilen von

[1]) H. N. Dickson, Scott. Geogr. Mag. 1893, Bd. 9, p. 23 f. hat ältere eigene Beobachtungen.

[2]) Transact. R. Soc. Edinburgh 1892, vol. 36, Teil 2, Nr. 23.

[3]) 6th Report Scott. Fishery Board 1887, p. 352.

der Küste schon an der Oberfläche zu finden und lagerte sich entlang dem Abfall der Nordseebank gegen die norwegische Rinne nach Norden hin einfallend an. Das letztere ist auch sonst charakteristisch für den Frühling und Winter, während im Sommer und Herbst die isohalinen Flächen sich mehr wagrecht durch die ganze Breite der Rinne lagern. In der Tiefe ordnet sich der stärkste Salzgehalt in der Regel, wie auch aus Fig. 47 er-

Fig. 47.



Mittlere Salzgehaltschichtung 1902—1906 südwestwärts von Ekersund (nach Martin Knudsen).
Senkrechter Maßstab = 1 : 8000, wagrechter = 1 : 3 000 000.

sichtlich, am Südrande der tiefen Rinne und des Skagerraks an: am Boden sinkt er nicht unter 35.0 Promille, erlangt im Mai sein Minimum von 35.03 bis 35.07, im August sein Maximum über 35.20 bis 35.33 Promille. Nördlich von Skagen liegt dabei die Isohaline von 35.0 Promille im Mai tiefer (140 bis 170 m), sonst durchweg höher (in 40 bis 90 m unter der Oberfläche. O. Pettersson und Gustav Ekman haben, um die verschiedenen Salzgehalte leichter charakterisieren zu können, vorgeschlagen[1]), im Bereiche der Nordsee und des Skagerraks alles Wasser, das 35 Promille und mehr besitzt, *Ozeanwasser* zu nennen, Wasser von 34 bis 35 Promille aber *Nordseewasser*, und solches von 32 bis 34 Promille *Bankwasser*, da es sich in den seichten Tiefen durch Gezeitenstrom und Wellenschlag mit dem salzarmen Landwasser zusammen mischt und vor und auf den Randbänken zu herrschen pflegt. Diese Terminologie bietet mancherlei Vorteile und ist in der skandinavischen Literatur viel in Gebrauch.

Die hier erkennbare Periodizität wirkt rückwärts in die Beltsee und in die ganze Ostsee hinein im gleichen Sinne weiter. Im Kattegat liegt das Minimum des Salzgehalts an der Oberfläche im Frühling und Sommer (eine beliebige Station Da 22 in 55° 56′ N. B., 11° 0′ O. L. ist herausgegriffen), im Fehmarnbelt im August, im Alsenbelt im Mai, das Maximum allgemein im Februar, wie folgende kleine Tabelle von Mittelwerten aus den dänischen und deutschen Beobachtungen während der Terminfahrten seit 1902 erkennen läßt. Dagegen ist am Boden das Maximum des Salzgehalts im Spätsommer oder Herbst zu finden. Nicht nur in der eigentlichen Ostsee ist diese eigentümliche jährliche Periode durch

[1]) Grunddragen af Skageracks og Kattegats Hydrografi, Kongl. Svenska Vetensk. Akad. Handlingar, Bd. 24, Nr. 11, Stockholm 1891.

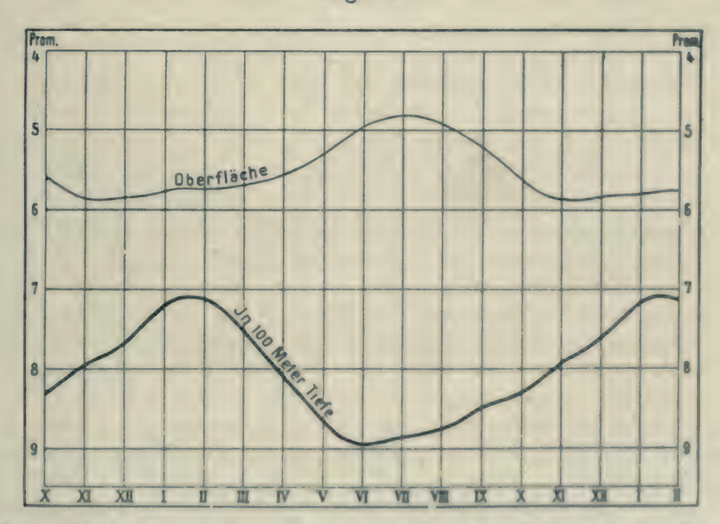
Station	Tiefe m	Salzgehalt Promille			
		Febr.	Mai	Aug.	Nov.
Kattegat Da. 22 . .	0	**20.97**	17.05	16.21	17.66
Fehmarnbelt . . .	0	**15.50**	11.90	10.97	12.65
Alsenbelt	0	**17.07**	13.26	13.90	12.60
Kattegat Da. 22 . .	50	31.12	31.35	30.90	**32.73**
Fehmarnbelt . . .	25	17.44	17.97	**20.33**	18.41
Alsenbelt	34	21.87	20.19	**25.22**	20.14

Sigurd Stenius[1]) nach finnischen Beobachtungen von 1898 bis 1904 erwiesen, sondern auch für den Bottnischen und Finnischen Meerbusen. Ich habe für die Finnische Station F 54 mitten im Eingange des Finnischen Golfs danach folgende Mittelwerte berechnet und (in Fig. 48) graphisch dargestellt: die Gegenbewegung der Kurven für die Oberfläche und die Tiefe in 100 m ist ganz ausgesprochen.

Salzgehalte der Station F 54; 59° 43′ N. B., 25° 1′ O. L.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Oberfläche	5.76	5.73	5.68	5.55	5.29	4.95	4.79*	4.89	5.18	5.58	5.85	**5.88**
Boden (100 m)	7.16	7.13*	7.55	8.15	8.66	**8.94**	8.84	8.76	8.49	8.31	7.93	7.63

Fig. 48.



Jährliche Periode des Salzgehalts am Eingange des Finnischen Golfs (nach Sigurd Stenius).

Im Bottnischen Golf schwankt der Oberflächensalzgehalt außerhalb der Küstengewässer zwischen 4.8 und 5.4 Promille, mit dem Minimum im August, am Boden (in 175 m auf Station F 24, 62° 50′ N., 19° 1′ O.) zwischen

[1]) Publicat. de Circonstance Nr. 19, Kopenhagen 1905, Taf. 5. Die Daten beruhen oft nur auf graphischer Interpolation und beziehen sich auf die Zeit von Oktober 1898 bis Juni 1904.

6.1 und 6.35 Promille, mit dem Maximum im Herbst. — In den abgeschlossenen Mulden der südlichen und mittleren Ostsee treten unperiodische Schwankungen des Salzgehalts dadurch ein, daß Tiefenwasser in unregelmäßigen Zwischenräumen schubweise aus der Beltsee oder vom Sunde her eingeführt wird. Für die Arkonatiefe nördlich von Rügen und für die Bornholmer Mulde reichen die 4mal im Jahr an den Terminmonaten ausgeführten Beobachtungen keineswegs aus, diese Erneuerungen der Bodenwasser und Zwischenschichten fortlaufend zu verfolgen; der Salzgehalt gewährt dafür auch nur ein Merkmal, ein empfindlicheres schon die Temperatur, am deutlichsten sprechen aber die gelösten Gase (S. 301). Es sind die eigenartigen Formen, in denen sich der Unterstrom der Beltsee und Ostsee bewegt, die hierfür entscheidend auftreten. Als normales Bild für Beltsee und Ostsee kann man eine keilförmige Anordnung der Wasserschichten aufstellen, indem die Isohalinen von Westen nach Osten immer tiefer abfallen: der Oberstrom drängt das leichte Ostseewasser nach Westen hinaus, der Unterstrom das salzhaltigere Beltseewasser nach Osten hinein. Bei einer Verstärkung des Stroms an der Oberfläche im Frühsommer tritt durch Reaktion auch eine Verstärkung des Tiefenstroms ein, wodurch die erwähnte Periodizität im wesentlichen hervorgerufen sein dürfte. In den flacheren Teilen der Beltsee, die auf großen Flächen kaum 20 m Tiefe hat, unterliegt bei unruhigem Wetter das Wasser einer energischen Durchmischung durch die Wellenbewegung, so daß dort namentlich nach starken Stürmen im Winter fast völlige Homohalinität erreicht wird. Mehrtägige Weststürme drängen dieses Wasser über die Darßer Schwelle in die Arkonatiefe hinein, wo es sich bald unter das leichtere Ostseewasser lagert. Knudsen hat nachgewiesen, daß auch der Sund gelegentlich neues Wasser für die Arkonatiefe liefert, da bei der Drogdenschwelle auch an der Oberfläche bis zu 17 oder 18 Promille Salz auftreten und starke Nordweststürme es in die Ostsee hinüberdrücken können. Doch sind dafür günstige Gelegenheiten selten; die Darßer Schwelle wird etwa 5mal häufiger und bei ihrer größeren Breite und Tiefe noch vielfach ergiebiger die Zufuhr besorgen. Wenn dieses Tiefenwasser die Bornholmer Mulde erreicht hat, kann es von da mit dem Unterstrom weiter in die Danziger Mulde vorrücken, jedoch nicht, ohne daß es beim Überschreiten der Stolperbank wiederum Vermischungen mit Oberflächenwasser erlitte, sobald stürmisches Wetter das Wasser aufrührt. So fand der deutsche Forschungsdampfer am 10. August 1902 auf der Stolper Schwelle am Boden in 60 m Tiefe einen Salzgehalt von 14.69 Promille; als er 3 Tage später, nachdem heftige Weststürme geweht hatten, an derselben Stelle die Messung wiederholte, war der Salzgehalt nur 10.99 Promille. In den großen Tiefen der Gotlandmulde (240 m) wird das Wasser nur nach sehr viel längeren Zwischenräumen erneuert werden. So fand im Juli 1877 der ältere Ekman dort 12.2 Promille, ich selbst 1894: 11.8, eine finnische Expedition im November 1898: 11.16 und im Juni 1899 wieder 11.93 Promille, eine schwedische Expedition 1902: 11.60, eine deutsche im November 1905 wieder 12.09 Promille. Leider liegen keine regelmäßigen Beobachtungen von dieser wichtigen Tiefe vor, so daß man nicht mit der erwünschten Sicherheit aussprechen kann, daß etwa das Bodenwasser von 1877 bis November 1898 durch Diffusion um 1 Promille verdünnt, sodann im Anfang des Jahres 1899

und vor November 1905 erneuert worden sei. Für das 400 m tiefe Landsorter Tief ist durch schwedische Beobachtungen eine ähnlich langfristige Erneuerung wahrscheinlich. Indem wir die nähere Darstellung dieser Unterströme späterer Gelegenheit überweisen, sei noch auf die wichtige Erscheinung der sogenannten homohalinen Deckschicht hingewiesen, die in dem Gebiete zwischen Bornholm und den finnischen Schären mit einem Salzgehalt von zumeist 7 bis 7½ Promille von der Oberfläche bis etwa 50 m Tiefe auftritt. Die Schwankungen an der Oberfläche wie in den verschiedenen Schichten sind verhältnismäßig gering, doch tritt an der Oberfläche wie am Boden die vorher erwähnte jährliche Periode in längeren Reihen hervor, wie nachstehende Mittelwerte aus den deutschen Beobachtungen auf der Station 12 in der Danziger Bucht sehr gut veranschaulichen. Für Februar sind dabei drei, für die anderen Monate vier Beobachtungen aus den Jahren 1902 bis 1906 zur Verfügung gewesen.

Salzgehalte in der Danziger Bucht 1902—1906.

Monat	0	10	20	30	40	50	75	105 m
Februar	7.30	7.31	7.31	7.34	7.32	7.36	7.86	11.17
Mai	7.13	7.13	7.19	7.29	7.33	7.33	8.94	11.72
August	7.22	7.23	7.21	7.20	7.26	7.33	7.99	11.99
November	7.24	7.21	7.23	7.23	7.26	7.27	9.17	11.74
Mittel	7.22	7.22	7.24	7.26	7.29	7.32	8.49	11.66

Die Schwankungen um den errechneten Mittelwert sind im Vergleich zu den Stationen der Beltsee gering. Der Mai 1906 brachte ein Minimum von 6.78 an der Oberfläche, 6.85 in 10 m, der Februar 1905 ein Maximum mit 7.45 Promille in 0 und 10 m, während in mehr als 20 bis 50 m die einzelnen Monate und Jahre verhältnismäßig nur geringe Unterschiede aufweisen. Erst nahe und ganz am Boden treten die erwähnten unregelmäßigen Erneuerungen des Wassers auf: Mai 1903 mit 13.10 und Februar 1906 mit 10.50 Promille geben für den Boden die beiden extremen Werte der obigen Reihe.

Die Anordnung der stärkeren Salzgehalte in den Tiefenschichten der mittleren und östlichen Ostsee ist, wie die neuen deutschen Untersuchungen[1]) gezeigt haben, bedeutsam für die Verbreitungs- und Vermehrungsfähigkeit der wichtigeren Speisefische. Die Spermatozoen des Ostseedorsches, die sich in der westlichen Ostsee bei 15 Promille Salzgehalt lebhaft bewegen, vermögen dies östlich von Bornholm nur noch in den Tiefenschichten von ähnlichem Salzgehalt; in der Deckschicht von 7—8 Promille werden sie unbeweglich. Wo auch in den Tiefenschichten der Salzgehalt unter 10 Promille fällt, beginnen dann auch die treibenden Fischeier, nicht nur die des Dorsches, allgemein seltener zu werden. Das spezifische Gewicht dieser Eier ist dann schon größer,

[1]) S. Strodtmann, Laichen und Wandern der Ostseefische, in Wissenschaftl. Meeresuntersuchungen, Abt. Helgoland, Bd. 7, Heft 2, Kiel 1906.

als das des umgebenden Wassers und zwingt sie, auf den Meeresboden hinab zu sinken, in dessen Schlamm jedoch ihre Weiterentwicklung sehr gefährdet ist. Vor den finnischen Schären ist überhaupt nur in einzelnen Jahren der Salzgehalt auch der tiefsten Schichten groß genug, um den dorthin wandernden Dorschen eine Fortpflanzung zu ermöglichen. Anderseits begeben sich die in den schwach salzigen Schichten der östlichen und mittleren Ostsee, vorzugsweise auf den Bänken und an den Küsten, lebenden Flundern im Winter und Frühjahr des Laichgeschäfts wegen in das Rügensche, Bornholmer und Danziger Becken, wo alsdann der auch für ihre Eier und Spermatozoen erforderliche höhere Salzgehalt zur Verfügung steht. Während dieser Zeit wimmeln diese Tiefen von Fischen, während sie im Sommer und Herbst ganz leer sind.

Das Mittelländische Meer übertrifft an Konzentration seiner Gewässer alle bisher erwähnten Meeresteile, wie wir ja bereits seine Einwirkungen in der Salzgehaltschichtung des Nordatlantischen Ozeans zu erwähnen hatten. Durch drei Fahrten der Pola im Auftrage der Kais. Akademie der Wissenschaften in Wien nach dem östlichen Teil, durch eine Anzahl von Schöpfreihen, die Makaroff vom Suezkanal nach der Straße von Gibraltar und durch vereinzelte andere moderne Messungen mit guten Apparaten sind wir zur Zeit über die Verteilung des Salzgehalts auch in den Tiefen für das Hauptbecken des Mittelmeers in den Grundzügen unterrichtet. Die für die Oberfläche erwähnte Zunahme des Salzgehalts von Westen nach Osten hin bleibt auch im allgemeinen für die Tiefe bestehen. In der Straße von Gibraltar selbst fand Makaroff[1]) an der Oberfläche das (einströmende) atlantische Wasser = 36.35 Promille, in 25 m waren erst 36.56, aber in 50 m bereits 37.00, in 100 m: 38.07, in 200 m: 38.30, in 400 m: 38.46 Promille vorhanden. Diese zuletzt genannte Konzentration traf er von der algerischen Küste in 6¼° O. L. an westwärts überall in derselben Tiefe von 400 m, auch wo, wie näher der spanischen Küste unweit von K. Gata, die Oberfläche 37.83 Promille enthielt. Ungefähr ähnlich sind die Verhältnisse noch an der französischen Küste, wo unweit von Monaco in 43° 56′ N. B., 7° 38′ O. L. an der Oberfläche 37.7, bei 300 m 37.9, von 500 m abwärts 38.4 Promille (nach Thoulet[2]) auftreten. Zwischen Malta und Pantelleria erhielt Makaroff 38.46 Promille, die im Westen in 400 m liegen, schon bei 200 m; zwischen Griechenland und Barka ist dieselbe Konzentration an der Oberfläche. Ebenso liegt der Salzgehalt

Station	265	267	268	274
N. Breite . . .	35° 49′	35° 5′	34° 34′	36° 16′
O. Länge . . .	30° 18′	30° 4′	29° 36′	28° 53′
Oberfläche . .	39.40	39.31	39.32	39.09
Boden	39.14	38.86	39.04	38.77
(Meter)	(2060)	(2288)	(2430)	(2950)

von 39.0 Promille bei Pantelleria in 400 m, und zwischen Alexandrien, Kreta, Naxos an der Oberfläche; also auch hier eine keilförmige Anordnung mit Schichteneinfall nach Westen hin. Im östlich von Kreta und südlich

[1]) Le Vitiaz etc. p. 148. Die Salzgehalte sind durchweg nach Knudsens Tabellen neu reduziert, ebenso im folgenden.

[2]) Resultats des Camp. scient. etc. 29, Monaco 1905, p. 82.

von Cypern gelegenen Gebiet fand J. Luksch im September 1892 den Salzgehalt an der Oberfläche 0.2 bis 0.4 Promille höher als am Boden, was er der starken sommerlichen Verdunstung bei gleichzeitig hoher Temperatur zuschreibt (s. Tabelle). Es wäre sehr wichtig, wenn diese Beobachtungen in der kältesten Jahreszeit wiederholt werden könnten: Makaroff, der in diesem Gebiete (36° 29′ N., 31° 1′ O.) im März 1889 arbeitete, fand von der Oberfläche bis 400 m hinab überall mit 39.07 Promille homohaline Anordnung[1]). Auch vor der syrischen Küste war im September 1892 ebenfalls anohaline Schichtung: der Oberfläche mit 39.58 stand das Bodenwasser (in 1718 m) mit 39.10 Promille gegenüber, die Abnahme vollzieht sich in den obersten 100 m.

Im Adriatischen Meer ist durch ältere Beobachtungen von Jul. Wolf und Jos. Luksch nachgewiesen, daß die an der Oberfläche geltende Verteilung, wonach die höheren Salzgehalte auf der dalmatinischen Seite zu treffen sind, nicht durchweg für die Tiefen bestehen bleibt. Zwar innerhalb der Küsteninseln selbst ist ein hoher Salzgehalt von 38.5 bis 39.0 die Regel; aber er ist auch wieder an der Westseite bis auf die Höhe von Ancona in 80 bis 100 m zu finden, während sich außerhalb der dalmatinischen Inseln vom Quarnero her bis nach Lissa hin eine breite Zunge dünneren Wassers von etwas weniger als 38.0 Promille hinzieht. Folgende beiden Stationen der Herthafahrt im Sommer 1880 zeigen die dadurch zu stande kommende mesohaline Schichtung. Die Ursache beruht auf der schon früher im Quarnero von F. v. Lorenz-Liburnau erwiesenen Zufuhr von süßem (und kaltem) Quellwasser am Boden dieser von höhlenreicher Kalkformation unterlagerten Flachsee[2]).

Station	Oberfl.	20 m	Boden	in Meter
Nr. 3 bei Scarda . . .	37.93	38.17	37.70	67
„ 10 „ Lissa	37.93	38.08	37.57	130

Wie die kürzlich wieder neubelebten Untersuchungen im nördlichsten Teil der Adria im Busen von Triest ergeben[3]), ist die aussüßende Wirkung der Flüsse nur auf die Oberfläche bis 1 m Tiefe beschränkt; sie ist am ergiebigsten im Frühling, wo eine Verdünnung bis auf 18 und 16 Promille in Landnähe auftritt, am schwächsten im Winter, wo dicht an den Flußmündungen noch 38 Promille gefunden wurden. Salzwasser geht in allen Jahreszeiten am Boden der Flüsse stromaufwärts (in der Natissa bis Aquileja).

Im Ägäischen Meer scheint das salzreichste Wasser von etwas über 39.0 Promille in 100 m Tiefe nicht wesentlich über die Breiten von Kreta nach Norden vorzudringen; und auch das nur an der Ostseite

---

[1]) Die Salzgehalte von Luksch und Makaroff sind nicht ohne weiteres in ihrem absoluten Betrage vergleichbar. Eine Gegenüberstellung der Chlortitrierungen Natterers mit den Aräometerablesungen Lukschs ergibt übrigens Unterschiede bis zu ± 0.4 Promille. Obige Daten sind aus den Originalablesungen der Aräometer nach Knudsens Tabellen neu reduziert. Die zweite Dezimale hat nur rechnerische Bedeutung.

[2]) Mitt. a. d. Geb. d. Seew. 1881, Heft 8 u. 9.

[3]) A. Merz im Jahresber. des Vereins zur Förd. d. naturw. Erf. der Adria II, Wien 1905, S. 32.

Die submarinen Isohalinen liegen im Norden und Westen allgemein höher; nordwestlich einer Linie von Kumi auf Euböa nach der Insel Lemnos sind in den Tiefen nirgends mehr als 38.75 Promille zu finden. Das aus den Dardanellen heraustretende leichtere Wasser (30 bis 33 Promille) macht seine verdünnende Wirkung im ganzen Nordwesten geltend, aber nirgends bis zu Tiefen von 50 m, wie aus folgenden Angaben zweier Stationen von Wolf und Luksch (September 1893) hervorgeht, von denen die eine dicht am Berge Athos, die zweite 26 Seemeilen südlich davon liegt.

Stat.	N. Breite	O. Länge	Oberfl.	10	50	100	Boden in Meter	
368	40° 3′	24° 26′	33.84	33.97	38.28	38.28	38.04	1038
394	39° 37′	24° 24′	35.43	36.64	37.47	38.51	38.73	408

Im Marmormeer herrscht nach J. B. Spindler[1]) das salzarme, vom Oberstrom durch die Dardanellen herausgeführte Wasser, mit einem Salzgehalt von 22 bis 25 Promille bis 11 m (an einigen Stellen auch etwas tiefer) als homohaline Deckschicht; bis 25 m folgt dann eine rasche Zunahme des Salzgehaltes um 3.5 Promille, sodann eine ziemlich langsame weitere Steigerung bis 200 oder 300 m hin auf 38.1, und in noch größeren Tiefen bis 1400 m eine homohaline Grundschicht von 38.4 Promille. — Im Schwarzen Meer sind die 1890 und 1891 ausgeführten russischen Untersuchungen, ergänzt durch einzelne neuere, die Grundlage für unsere Kenntnis. Es geht daraus hervor, daß unvermischtes Mittelmeerwasser aus den Unterschichten des Marmormeeres von 38 Promille durch den Bosporus nicht in das Schwarze Meer hineingelangt, sondern nur Wasser von der Deckschicht des Marmormeeres. Wrangell und Spindler[2]) fanden im tiefen Hauptteil des Schwarzen Meeres von der Oberfläche bis 40 oder 45 m zunächst eine homohaline Deckschicht von 18.3 Promille; von da nach der Tiefe hin eine langsame Zunahme, so daß in 90 m: 19.7, in 180 m: 21.4, in 350 m: 22.0 und von 900 m abwärts bis 2000 m, wieder homohalin, 22.4 bis 22.5 Promille herrschten: der letztere Salzgehalt ist charakteristisch für die Oberschicht des Marmormeeres in seinem östlichen Teile. — Das Asowsche Meer ist bei seiner Flachheit einer intensiven Durchmischung seiner Gewässer ausgesetzt; Wrangell und Spindler stellten deshalb in vielen Fällen völlige Homohalinität fest und zwar im Sommer 1891 mit 10.5 bis 10.7, seltener 11.0 Promille, wobei im Nordosten die einströmenden Flußwasser an der Oberfläche auch nur 7 bis 10 Promille übrig ließen. In der Straße von Kertsch fand A. Loidis[3]) die ganze nur 7 bis 8 m tiefe Wassersäule gegliedert in das ausfließende Asowsche Wasser mit 10 Promille bis 5 m Tiefe, darunter das einströmende Wasser des Schwarzen Meeres mit 16 bis 17 Promille, wobei die isohalinen Flächen im Osten überall höher lagen, als im Westen der Straße.

[1]) Materialien für eine Hydrologie des Marmormeers. St. Petersburg 1896. Die Arbeiten von Natterer, Denkschr. Kais. Akad. Wien 1895, Bd. 62, S. 103 f. sind leider technisch mißlungen durch Versagen der Wasserschöpfer.

[2]) Beilage zu den Sapiski po Hidrografii, Bd. 20, 1899.

[3]) Sapiski po Hidrogr. 23, St. Petersb. 1901, p. 1.

Von den atlantischen Nebenmeeren auf der amerikanischen Seite ist das A m e r i k a n i s c h e M i t t e l m e e r in Bezug auf die senkrechte Verteilung des Salzgehaltes als noch völlig unbekannt zu bezeichnen, da zwar Schöpfproben aus den Tiefen genommen, aber mit unzuverlässigen Aräometern untersucht worden sind (vergl. S. 329). — Durch W. Bell Dawson ist in den letzten 10 Jahren viel für die Erforschung des S t. L o r e n z g o l f s getan worden[1]. Es zeigt sich auch hier eine deutliche Abhängigkeit von den Wasserbewegungen. Der entlang der Neufundlandküste eindringende Meeresstrom erfüllt den Nordostteil des Randmeeres mit dem über den Außenbänken herrschenden Salzgehalt von 32 bis 33 Promille, während südlich von Anticosti das stark verdünnte Wasser des St. Lorenzästuars die südliche Bucht nach der Prinz Eduardinsel hin mit 28 bis 29 Promille beherrscht und südlich von St. Paulinsel um Kap Bretoninsel hinausströmt. Der Salzgehalt nimmt nach der Tiefe hin zu: in der Cabotstraße nördlich von St. Paulinsel von 32.8 Promille an der Oberfläche auf 34.3 in 75 m; südlich von St. Paul aber von 29.8 auf 33.8 in der gleichen Tiefe. Auch in der Straße südlich von Anticosti sind in 50 m: 33.5, in 90 m: 34.3 Promille nachgewiesen, wobei sich die Isohalinen im allgemeinen nach Norden gegen Anticosti hin heben: 33 Promille sind im Nordteil in 20 m, im südlichen erst in 40 m, 31 Promille im Norden in 5, im Süden in 20 m Tiefe gefunden.

Von den Nebenmeeren des Indischen Ozeans ist der P e r s i s c h e G o l f noch gar nicht, das R o t e M e e r am besten untersucht. Im letzteren sind zwei Winterreisen der Pola mit fast 400 Stationen (1895—96 und 1897—98) von grundlegender Bedeutung; sie liefern ein in sich homogenes Material, während zwei Stationen Makaroffs[2] vom März 1889 etwas davon abweichen. Makaroff berichtet einmal von ungefähr homohaliner Anordnung in 26° 37′ N., 34° 35′ O. mit etwa 40.55 Promille, ein zweites Mal in 21° 30′ N., 38° 5′ O. aber von einer Zunahme von 39.2 der Oberfläche auf 40.5 Promille in 600 m, während Luksch[3] stets eine (katohaline) Zunahme nach dem Boden hin feststellte, wie folgende Über-

Station . . .	18	33	85	314	321
Datum . . .	26. Okt. 1895	1. Nov. 1895	6. Dez. 1895	26. Okt. 1897	29. Okt. 1897
N. B. . . .	27° 25′	23° 21′	22° 4′	18° 3′	15° 52′
O. L.	34° 2′	37° 37′	38° 0′	40° 15′	41° 43′
Oberfl. . . .	40.43	40.16	39.42	38.66	37.77
10 m . . .	40.46	40.04	39.46	38.68	37.77
100 m . . .	40.54	40.16	39.47	39.60	39.10
Boden . . .	40.55	40.50	40.68	40.54	40.41
(Meter) . . .	(547)	(791)	(2160)	(1308)	(1120)

[1] Reports of the Survey of Tides and Currents, Ottawa 1894, 1896, 1897; Referate in Ann. d. Hydr. 1896, S. 220; 1897, S. 118.

[2] Le Vitiaz etc. II, 138. Im nördlichen Teil passen die Beobachtungen besser. Einige Chlortitrierungen von Bouquet de la Grye (Juni 1874; Ann. de chimie et phys. vol. 25, 1875, p. 444) stehen Makaroffs Werten nahe.

[3] Denkschr. Kais. Akad. Wien 1898, Bd. 65, S. 360 f.; 1900, Bd. 69, S. 348 f. und Taf. 5.

sicht nach fünf in der Längenrichtung des Roten Meeres von Norden nach Süden angeordneten Stationen verdeutlichen mag. Man bemerkt zunächst die allgemeine Abnahme des Salzgehaltes in der Richtung nach Süden hin und sodann die Erfüllung der großen Grabentiefe unter dem Niveau von etwa 500 m mit dem stärksten Salzgehalt von 40.5 bis 40.7, der im nördlichsten Teil auch an der Oberfläche zu finden ist. Noch im flacheren Golf von Suez ist katohaline Schichtung erkennbar, wenn auch das allgemeine Ansteigen des Salzgehaltes nordwärts überwiegt. Ich gebe auch hierfür in der nachstehenden Tabelle einige Proben, ebenso für den sehr tiefen und salzreichen Golf von Akaba (Station 220). Die Beobachtungen stammen aus März und April 1896.

Station . . .	178	179	183	189	220
N. B.	32° 36′	29° 8′	28° 45′	28° 9′	28° 39′
O. L	29° 44′	32° 56′	33° 6′	33° 21′	32° 43′
Oberfl. . . .	42.16	41.46	40.95	40.91	40.72
10	42.16	41.33	40.95	40.91	40.69
20	42.23	41.79	40.97	—	—
100	—	—	—	—	40.70
500	—	—	—	—	41.00
Boden	42.20	41.78	41.08	41.00	41.09
(Meter) . . .	(45)	(50)	(50)	(72)	(1287)

Im allgemeinen ist im Hauptbecken des Roten Meers entsprechend den vorherrschenden winterlichen Stromrichtungen damals der Salzgehalt an der arabischen Seite mit Strom nach Norden niedriger als an der afrikanischen, mit Strom nach Süden, gefunden worden; auch hierfür sei ein Belag eingefügt; beide Stationen liegen 135 Seemeilen auseinander.

Nr.	Datum	N. B.	O. L.	Oberfl.	10 m	100 m
73	30. 11. 95	22° 59′	36° 28′	40.08	40.16	40.34
76	1. 12. 95	23° 12′	38° 19′	39.52	39.56	39.60

Es wäre nicht ohne Bedeutung, aus dem Roten Meer auch Beobachtungen aus dem Sommerhalbjahr zu erhalten, wo die Stromverhältnisse andere sind. Vielleicht handelt es sich auch um größere unperiodische Schwankungen, die besonders in der Südhälfte mit dem Monsun und seiner wechselnden Stärke zusammenhangen mögen. Aus den Beobachtungen, die Friedr. Dahl mit denselben Aräometern im März 1896 und Juni 1897 an der Oberfläche ausführte, wird im Sommer von 20° S. B. südwärts ein um 0.4 bis 0.5 Promille niedrigerer Salzgehalt nicht unwahrscheinlich.

Aus dem Andamanischen Randmeer hat Makaroff[1]) zwei Stationen in der Malakastraße; die Beobachtungen ergeben eine langsame Zunahme des Salzgehalts von der Oberfläche mit 31.5 bis 31.6 Promille nach dem Boden (in 75 m) hin mit 34.0 Promille.

---

[1]) A. a. O. Stationen 189 und 190.

Den Übergang zu den pazifischen Nebenmeeren vermittelt das Australasiatische Mittelmeer, dessen östliche Tiefenmulden von der Challenger- und Gazelleexpedition besucht sind. Soweit die technische Unvollkommenheit der Wasserschöpfapparate hier ein Urteil ermöglicht, scheint es sich bald um Abnahme, bald um eine leichte Zunahme des Salzgehalts mit der Tiefe zu handeln. In der nördlichen Celebessee war von der Oberfläche bis 100 m der Salzgehalt 33.55, in 200 bis 500 m: 34.75 Promille; in der südlichen dagegen an der Oberfläche 34.5, in 90 und 180 m: 34.8, in 360 m: 34.7, in 730 m: 34.6, in 1460 m: 35.0, also mehr als an der Oberfläche, aber am Boden wieder 34.7 Promille (nach Chlortitrierungen Dittmars). In der Sulusee ergab sich eine Zunahme von 34.6 der Oberfläche auf 34.7 in 180 m, dann allerdings eine Abnahme auf 33.7 in 550 m. Für die Bandasee scheint sich eine Zunahme nach der Tiefe hin zu ergeben; legen wir die Chlortitrierungen Dittmars zu Grunde, so war der Salzgehalt in 90 m 34.4, in 180 bis 550 m 34.7, in 730 m 34.8; sodann aber in 1100 m wieder nur 34.6, am Boden in 5100 m sogar nur 34.5 Promille. Wieweit man es hier mit realen Differenzen zu tun hat, bleibt zukünftiger sorgsamerer Forschung noch vorbehalten. Auch Makaroffs Beobachtungen in der Chinasee[1]) enthalten auffallende, wenn auch nicht große Unregelmäßigkeiten: westlich von Luzon (15° 50′ N., 119° 42′ O.) nahm der Salzgehalt von der Oberfläche mit 33.6 erst zu auf 33.9 in 50 m und 34.5 in 100 und 200 m, darauf wieder ab auf 34.4 in 400 m, 34.3 in 800 m.

Für die ostasiatischen Randmeere sind wir ebenfalls auf die daselbst besonders fleißige Tätigkeit Makaroffs angewiesen. Am wenigsten ist dabei die Kenntnis des Ostchinesischen Meers gefördert worden. Wir erfahren von der Formosastraße, daß der Salzgehalt, in der Regel homohalin angeordnet, von der Festlandküste ostwärts zunimmt: im Westen mit 32 bis 33, im Osten 34.7 bis 34.8 Promille. Aus dem tieferen Teil näher den Japanischen Inseln liegt eine Station vor (57 in 31° 44′ N., 128° 35′ O. vom 18 Januar 1888); sie ergibt in der oberen Schicht eine Abnahme von 34.5 der Oberfläche auf 34.33 in 50 m, sodann eine Zunahme auf 34.5 in 100 und 200 m, zuletzt eine entschiedene Abnahme auf 34.08 in 300 und auf 34.03 in 400 m. —

Im Japanischen Randmeer arbeitete Makaroff an mehr als 40 Stationen. Im Süden wirkt die Anordnung der Oberfläche mit ihren geringeren Salzgehalten an der festländischen, und mit höheren an der japanischen Seite auch in den Tiefen bis 100 m hin nach. Zwischen 36° und 37° N. B. zeigen fünf Stationen[2]) an der Oberfläche ein Anwachsen des Salzgehalts von 34.3 auf 34.7, in 25 m von 34.0 auf 34.7, in 50 m von 33.95 auf 34.65, in 100 m von 33.8 auf 34.65. In größeren Tiefen ist die Anordnung nicht so regelmäßig; in 37° 22′ N., 130° 50′ O. fand Makaroff in 100 m 34.2, in 150 m 34.05, in 200 m 33.93, in 400 m wieder 34.13 Promille. — Mehr in der Mitte (zwischen 41° und 43° N. B.) ergibt ein Querschnitt aus 5 Stationen (Juli und Oktober 1888) an der Oberfläche ebenfalls eine Zunahme von West nach Osten: von 33.6 auf 34.3 Promille. In 25 m aber ist alles gleichmäßig mit 34.02 bis 34.08 auf der ganzen

---

[1]) Stationen 58 bis 61, Vitiaz II, 46.
[2]) 93, 79, 81, 82, 83 aus dem Mai und Juni 1888.

Strecke; nach den größeren Tiefen scheint der Salzgehalt weiter abzunehmen (abwärts von 100 m rund 34.0), doch ist das Bild kein ganz einfaches, indem im Westen in 200 m an 2 Stationen 34.4 und 34.3 Promille auftreten[1]). — Im nördlichen Teil nach dem sogenannten Tatarischen Golf hin scheint ein Unterschied zwischen der Ost- und Westseite zu bestehen. Die Westseite zeigt eine Zunahme nach der Tiefe hin: in 45° 40′ N., 138° 29′ O. von 33.3 an der Oberfläche auf 34.0 in 25 bis 400 m, sodann Abnahme auf 33.8 in 600 m; dagegen in 44° 15′ N., 139° 38′ O. eine stetige Abnahme von der Oberfläche mit 34.8 auf 34.3 und 34.2 in 100 bis 400 m. Ganz in der Spitze des Golfs (49° 51′ N., 141° 10′ O.) fand Makaroff eine entschiedene Zunahme nach der Tiefe hin: die Oberfläche hatte (August 1888) 32.0, in 25 m: 33.4, in 50 m: 33.5 und in 100 m: 33.8 Promille.

Das Ochotskische Meer hat Makaroff im südlichen und westlichen Teil untersucht. In der Mitte des südlichen Gebiets[2]) herrschten an der Oberfläche (August 1888, in 50° N. B.) 32.1 Promille, näher nach Sachalin hin etwas abnehmend unter 32, und nach der Tiefe hin erfolgt allgemeine Zunahme, so daß 33 Promille in etwa 70 m erreicht werden, in 300 m 33.3, in 600 m 33.7 und in 800 m 34.2 Promille. Ähnliche katohaline Anordnung scheint auch den Nordwesten nach Ochotsk hin zu kennzeichnen[3]), nur daß die Isohaline von 33 Promille sich nordwärts hebt und bei 56° N. B. in 50 m, bei 57 ½° N. B. schon in 40 m erreicht wurde; in 100 m waren 33.1 bis 33.2 Promille wie im Süden, die Schantarbucht erwies sich auffallend salzreich (im September 1888, Station 146, 56° 17′ N., 138° 50′ O.), indem an der Oberfläche 32.4, in 25 m 33.1 und bei 50 und 75 m 33.32 Promille gemessen wurden, was mit vertikalen Wasserbewegungen zusammenhängen dürfte.

Aus dem Beringsmeer haben wir neben amerikanischen Beobachtungen, auf die nicht viel Verlaß ist, einige gute von Nordenskiölds Vegaexpedition, über die O. Pettersson[4]) berichtet hat. Es wurde zunächst ein Querschnitt durch den nördlichen Teil in 65° N. B. von Port Clarence an der amerikanischen Seite nach Konyambai auf der asiatischen genommen. Man fand in einigem Abstand von der Küste den Salzgehalt an der Oberfläche zwischen 30 und 32 Promille, und in der Tiefe bis 60 m hin wenig davon abweichend, ohne regelmäßige Unterschiede zwischen Ost- und Westseite. Erst bei weiterer Fortsetzung der Fahrt südwestlich von der St. Lorenzinsel fanden sich in der Tiefe von 100 m 32.6 Promille (62° 37′ N., 176° 39′ W.), und nahe der Stelle, wo der 60. Parallel 180° L. schneidet, traf man schon in 50 m auf 32.0 Promille. —

Unvollkommen, wie unsere Kenntnis von der senkrechten Verteilung des Salzgehaltes auch der Nebenmeere ist, gestattet sie uns zur Zeit eine genauere Berechnung von Mittelwerten noch nicht. Als Versuche einer ersten Annäherung erhalten wir für Oberfläche und Wasservolum der einzelnen Nebenmeere die in nachstehender Tabelle aufgeführten Zahlen: wir gelangen dabei ungefähr zu demselben Durchschnittswert, wie wir ihn

---

[1]) 137 und 100; sonst 167, 168, 169.

[2]) Stationen 116, 117, 118.

[3]) Stationen 141—144.

[4]) Vega Expeditionens Vetenskapliga Iakttagelser, Bd. II, Stockholm 1883, S. 377.

Mittlere Salzgehalte in Promille.

1. Mittelmeere.

	Oberfl.	Volum
1. Arktisches	25.5	34.8
2. Australasiatisches	33.9	34.0
3. Amerikanisches	36.0	35.3
4 Romanisches	34.9	36.1
5. Baltisches	7.8	10.0
6 Hudsonsches	(26 ?)	(30 ?)
7. Rotes	38.8	39.0
8. Persisches	36.7	37 0
Große Mittelm. (1—4)	30.2	35.1
Kleine „ (5—8)	26.4	34.0
Mittelmeere	30.0	35.1

2. Randmeere.

	Oberfl.	Volum
1. Beringsmeer	30.3	32.0
2. Ochotskisches	30.9	33.5
3 Japanisches	34 1	34.0
4. Ostchinesisches	32.1	34.0
5. Andamanisches	31.5	33.0
6 Kalifornisches	35.5	35.5
7. Deutsches	34.2	35.0
8. Britisches	34.8	35.0
9 Laurentisches	30.5	33.0
10. Tasmanisches	35.5	35.5
Randmeere	31.9	33.0

vorher schätzungsweise für die großen Ozeane aussprachen: etwas über 34.7 Promille. Die Unsicherheit dieser Zahl ist aber noch ziemlich groß (wohl $\pm$ 0.2 Promille), so daß für alle überschläglichen Rechnungen vorläufig der sonst angenommene Wert von 35 Promille ($\sigma_0 = 28.1$ abgerundet) weiter benutzt werden mag. An dem wahrscheinlichen Fehler des Mittelwerts ist neben dem ungenügenden Wissen über die Salzgehalte in den Tiefen der Ozeane und Nebenmeere doch auch die Unsicherheit unserer Kenntnis vom Volum der Meeresräume beteiligt.

Wenn wir nunmehr die Ursachen der räumlichen Verteilung des Salzgehaltes untersuchen wollen, so ist die Frage dahin zu stellen: warum zeigen sich örtliche Abweichungen von dem allgemeinen ozeanischen Mittel, als welches wir 35 Promille annehmen wollen.

Änderungen in der Konzentration können doch nur auf zwei Wegen zu stande kommen: erstlich werden bei unverändertem Quantum des Lösungsmittels, also hier des reinen Wassers, in der Gewichtseinheit Salze hinzugefügt oder hinweggenommen; zweitens wird bei unveränderter Salzmenge in der Gewichtseinheit das Lösungsmittel vermehrt oder verringert.

Daß Salze dem Meere, sei es vom Lande, sei es aus der Atmosphäre hinzugeführt werden, ist gewiß; wir brauchen nur an die Flüsse oder an Vulkanausbrüche zu denken. Die Flüsse aber liefern mit den Salzen zugleich auch das Verdünnungsmittel in einem sehr starken Überschuß, wodurch im Gegenteil die Konzentration vermindert werden muß. Die Vulkane wieder werden nur sehr wenig Salze hinzuführen können, da die großen Eruptionen selten sind und die kleinen, ständigen, in ihrem örtlichen Effekt auf den Salzgehalt des umgebenden Meeres nirgends deutlich hervortreten. Die Zufügung neuer Salze ist also ein minimaler und für die Erklärung der beschriebenen örtlichen Verschiedenheiten gleichgültiger Vorgang.

Die Ausfällung von Salzen auf chemischem Wege geschieht wesentlich unter Beihilfe der Organismen. Was diese aufspeichern, betrifft aber nur die in meist geringfügigen Mengen vertretenen Salze, die in einem vorhergehenden Abschnitt ausführlich behandelt sind (S. 319 f.). Überdies können wir in keiner Weise eine Erniedrigung des Salzgehaltes dort auffinden,

wo durch den Lebensprozeß der riffbauenden Seetiere ein starker Verbrauch an gewissen Salzen eintreten muß; das Rote Meer, die Korallensee, das große zentralpazifische Korallengebiet sind im Gegenteil entweder stark über dem Durchschnitt konzentriert oder doch ungefähr normal. Auch hier handelt es sich offenbar nur um eine, in der Zeiteinheit betrachtet, minimale Entnahme, die außerdem durch nachträgliches Wiederauflösen älterer Riffe teilweise wieder eingebracht werden dürfte. Eine ebenso minimale und noch dazu vorübergehende Entziehung von Salzen wird durch den stürmischen Seegang hervorgerufen, indem beim Zerspritzen der überbrechenden Wellen Wasserstaub von der stark bewegten Luft fortgerissen wird und nach partieller Verdunstung des Wassers kleine Salzkristalle die unterste Luftschicht erfüllen. Die getrübte Kimm bei stürmischem Wetter macht den Vorgang anschaulich. Dieser feine Salzstaub kann dann auch bei auflandigem Winde landeinwärts entführt und über größere Landflächen verteilt niedergeschlagen werden. Hierfür gibt stürmisches Winterwetter an den deutschen Nordseeküsten häufige Beispiele; Salzstaub gelangt auf diesem Wege sogar über die cimbrische Halbinsel herüber nach Kiel, wo er sich nach Weststürmen an den nach Westen gerichteten Fenstern niederschlägt[1]). Aber immer wird das Salz schließlich durch den Umlauf der meteorischen Gewässer dem Meere wieder zugeführt. — Alle diese, den absoluten Bestand der Salze ändernden Vorgänge haben also nur ganz untergeordnete Bedeutung.

Dafür ist die zweite Gruppe von Einwirkungen, die das Lösungsmittel, das reine Wasser, vermehrt oder vermindert, um so bedeutsamer; in ihnen liegt die Entscheidung für die örtlich über- oder unternormale Konzentration. Wasser wird zugeführt und vermindert den Salzgehalt: durch Flüsse, schmelzendes Eis, Regen oder Nebel. Gegenteilig wirkt die Verdunstung und das Ausfrieren.

Die verdünnende Wirkung der Flüsse ist unbestritten. Schon Aristoteles erklärte den geringen Salzgehalt des Schwarzen Meeres mit der großen Zahl von Flüssen, die hineinmünden[2]). Ebenso gilt das von der Ostsee im ganzen, und in ihr selbst vom Finnischen und Bottnischen Golf im besonderen. Die Nebenmeere regenreicher Zonen, wie das Australasiatische Mittelmeer, das Laurentische Randmeer lassen das ebenfalls erkennen: sie sind nicht nur abgegliederte Anhänge des Ozeans, sondern zugleich auch Sammelbecken der atmosphärischen Niederschläge aus den benachbarten Landflächen, den Einzugsgebieten ihrer Flüsse. Deutlich ist die verdünnende Wirkung des abfließenden Landwassers auch entlang den regenreichen Fjordküsten von Norwegen, Britisch-Columbia und Westpatagonien; hier wie um die Britischen Inseln entsteht dadurch auch eine merkliche Hebung der Dichtigkeitsfläche landwärts.

---

[1]) Nach 16jährigen Beobachtungen von E. Kinch in Cirencester (51° 43′ N., 1° 59′ W.) fand sich der mittlere Chlorgehalt des Regenwassers = 3.38 mg im Liter, stieg aber bei heftigen Stürmen bis auf 0.1 g oder 0.21 Prom. Salzgehalt; auch in Florenz enthält das Regenwasser nach Passerini zwischen 0.17 und 24.18 mg p. L. Chlor (Chem. Zentralblatt 1887, S. 94; 1894, 1, S. 316).

[2]) Ὁ δὲ Πόντος ἐστὶ λιμνώδης (binnenseeähnlich) διὰ τὸ πολλοὺς ποταμοὺς εἰς αὐτὸν ῥεῖν. Problem. p. 932. Deutlicher und ausführlicher Arriani Periplus Ponti Euxini § 10 (Geogr. Graeci Min. ed. Müller I, p. 375).

Im einzelnen ist die Wirkung ausfließender Riesenströme oft erstaunlich weit ins Meer hinaus erkennbar. Als Sabine sich auf seiner atlantischen Pendelexpedition am 10. September 1822 in 5° 8′ N. B., 50° 28′ W. L., also 75 Seemeilen querab von der Oyapockbai befand, sah er, während das Schiff vom Äquatorialstrom mit über 4 Knoten stündlicher Geschwindigkeit nach NW geführt wurde, plötzlich eine starke Trübung des vorher blauen Meerwassers, welche er dem hierher vom Meeresstrome geführten Erguß des Amazonenstroms zuschrieb, dessen Nordmündung 250 Seemeilen entfernt war. Daß er damit im Rechte war, erweist der Vergleich des spezifischen Gewichts, das im blauen Wasser 1,0262 bei 27.3°, im gebräunten nur 1,0185 bei 27.7° befunden wurde, sowie die Bemerkung, daß das Kielwasser des Schiffs eine blauere Farbe auf-


Fig. 49.



Salzgehalt an der Meeresoberfläche vor der Kongomündung.

wies, wie auch aus 38 m mit einem Ventilschöpfer aufgeholtes Wasser 1,0262 zeigte[1]). James Rennell wollte sogar den Laplatastrom als eine die vorüberziehende Brasilienströmung quer kreuzende, ostwärts bewegte Wassermasse nach Beobachtungen der Kapitäne Beaufort, Anson und Krusenstern bis 590 Seemeilen vom Lande wiedererkennen, was doch wohl eine entschiedene Übertreibung oder mißverständliche Deutung der angezogenen Beobachtungen enthält[2]), denn neuere Quellen versagen hierfür. Festgestellt ist durch die Messungen der Gazelle und des Challenger, daß auf der Reede von Montevideo der Salzgehalt an der Oberfläche auf 22—17 Promille vermindert ist. Charles Darwin beschreibt sehr anschaulich, wie dies Flußwasser als dünne schmutzig gefärbte

[1]) Sabine in Schweiggers Jahrbuch der Chemie und Physik Bd. 21, Halle 1827, S. 399. Die Basis des spezifischen Gewichts ist unklar. — In der Mündung des Amazonenstroms an der Nordküste von Marajó fand übrigens Friedr. Katzer im November 1896 ein spezifisches Gewicht von 1,00246 bei 28° (= 8 Promille). Sitzungsber. Kgl. Böhm. Akad. Wiss. 1897, Nr. 17.

[2]) Rennell, An Investigation of the Currents of the Atlantic Ocean. London 1832, p. 138, auch 345 und Karte 2. Nach Rennell hat Heinrich Berghaus in der ersten Auflage des Physikal. Handatlas den Strom eingetragen.

Schicht über dem blauen Seewasser liegt, das hinter dem Schiffe im Kielwasser aufgewirbelt zum Vorschein kommt. Ganz dasselbe ist oft von den in den Kongo einsegelnden Schiffen beschrieben worden. Die Gewässer des Kongo machen sich als eine deutliche Erniedrigung des Salzgehalts an der Oberfläche bis 150 Seemeilen nordwestlich von der Mündung geltend, wo der mittlere Salzgehalt nach holländischen Beobachtungen[1]) erst 32 Promille erreicht; deutsche Kriegschiffe haben sogar in 100 Seemeilen Entfernung von der Mündung nur 22 Promille gefunden (vgl. die beistehende Kartenskizze Fig. 49, die übrigens beweist, daß der Verlauf der submarinen Kongofurche mit der Anordnung des Salzgehalts nichts zu tun hat; s. o. S. 112). Makaroff fand die aussüßende Wirkung des Yangtse trotz des im April niedrigen Wasserstands 80 Seemeilen südwärts bis zum Tschusanarchipel sehr deutlich, indem der Salzgehalt erst dort 30 Promille wieder überstieg[2]).

Das schmelzende Eis liefert in den hohen Breiten die entsprechenden Beweise für die Verdünnung. In der Regel bleibt diese auf eine ganz oberflächliche Schicht beschränkt, wie das für das Zentralbecken des Nördlichen Eismeers vorher (S. 347) schon dargelegt ist. Wo es sich aber um jene mehrere hundert Meter mächtige Inlandeisdecke handelt, die vom antarktischen Lande aus in die See hinausragt, wird auch die Verdünnung, die zugleich mit einer Abkühlung des Seewassers Hand in Hand geht, noch tiefere Schichten beeinflussen können. In solcher Weise läßt sich die bei 800 bis 1000 m in den südhemisphärischen Meeren von der deutschen Südpolarexpedition aufgefundene Zwischenschicht von nur 34.3 Promille auf Fernwirkung des antarktischen Eises zurückführen, wie bei Darlegung der Temperaturverhältnisse noch erläutert werden wird (S. 437).

Wie weit und wie lange der unmittelbar die Meeresoberfläche treffende Niederschlag den Salzgehalt erniedrigt, kann in einer exakten Form nicht angegeben werden, da die vorliegenden Beobachtungen von fahrenden Schiffen ausgeführt sind, während hierfür parallele Messungen des Niederschlags und des Salzgehalts an einem festen Punkte erforderlich wären und zwar außerhalb des Bereichs starker Meeresströme, die das Niederschlagsgebiet verschieben.

Wenn ein Beobachter auf einem großen mit 10 Knoten vorwärts eilenden Segelschiff zuerst den Salzgehalt 35.5 Promille findet, alsdann 6 Stunden hindurch Regen empfängt, der sehr heftig wird und in 3 Stunden auf seinem mitgeführten Regenmesser 85 mm ergibt, inmitten dieser 3 Stunden Oberflächenwasser aufschöpft und den Salzgehalt auf 34.8 Promille bestimmt, sodann aber 1 Stunde nach Aufhören des Regens „bereits wieder 35.5“ findet und daraus schließt, daß ein heftiger Regen von 3 Stunden Dauer demnach nur ganz vorübergehend die Salinität um 0.7 Promille zu erniedrigen vermochte, indem die Wellenbewegung die Störung des Salzgehalts wieder verwischte, so vergißt dieser Beobachter, daß die beiden Beobachtungsorte nach seinen eigenen Angaben um 4 Stunden oder 40 Seemeilen voneinander entfernt lagen und ihm niemand verbürgt, daß der spätere Beobachtungsort inzwischen die gleiche Regenmenge empfangen habe, wie der Regenmesser an Bord des mit dem Winde

[1]) Mededeelingen uit de Journalen betr. bijzondere meteorol. Verschijnselen etc. Utrecht 1896, S. 114.

[2]) Le Vitiaz I, 171, Taf. 24.

(und der Regenwolke?) in ungefähr gleicher Richtung fortbewegten Schiffes. Solche von G. Schott[1]) herangezogene Fälle beweisen nichts Entscheidendes für oder wider. — Es fehlt nicht an Angaben in der Literatur, die auf eine unmittelbare Beziehung zwischen Regenfall und Erniedrigung des Salzgehalts an der Oberfläche Bezug nehmen. J. Y. Buchanan beobachtete auf der Fahrt des Challenger 1876 von Montevideo auf Tristan d'Acunha hin, also auf einer Strecke parallel mit den Isohalinen, während 18 aufeinanderfolgenden Tagen im Mittel einen Salzgehalt von 35.45 Promille. Unter diesen 18 Tagen waren neun schön und trocken, neun andere lieferten anhaltend oder in Schauern Regen: der Salzgehalt der 9 trockenen Tage war durchschnittlich 35.67, der 9 Regentage nur 35.03 Promille[2]). Der Challenger lief hierbei 5 bis 7 Knoten. An Bord des sehr viel langsameren Südpolarschiffs Gauß bemerkte man auf der Fahrt von Kiel nach der Linie 3mal nach heftigem Regen einen unmittelbaren Abfall des Salzgehalts, den stärksten unweit von den Kapverden, wo am 18. September 1901 der Salzgehalt in 4 Stunden von 35.3 auf 34.4 Promille sank[3]) Aber wir bedürfen gar nicht der Einzelfälle. Eine einfache Erwägung zeigt, daß ein Teil der Meeresoberfläche, der sich nach einer bestimmten Richtung, dem Strom gehorchend, fortbewegt, nur dann seinen Salzgehalt vermindern kann, wenn dabei der meteorische Niederschlag stärker ist, als die Verdunstung. Diesen Fall haben wir gerade vor uns, wenn wir die in allen drei Ozeanen deutlich entfaltete äquatoriale Zone minimalen Salzgehalts erklären sollen. Im Nordatlantischen Ozean liegt sie im Bereiche des Guineastroms und wie dieser in dem der Kalmen des aufsteigenden Luftstroms, also reichlichen Regenfalls. Das Wasser des Guineastroms stammt, wie seine hohen Oberflächentemperaturen zeigen, aus den beiden Äquatorialströmen. Diese haben durchweg einen höheren Salzgehalt, folglich muß eine Ursache wirksam sein, ihn im Bereiche des Guineastroms oberflächlich zu erniedrigen, und das können nur die Kalmenregen sein. Denn nicht zu vergessen ist, daß in der Tiefe der Salzgehalt rasch zunimmt, wie Buchanan gezeigt hat (S. 340). Wenn Schott mehrfach Andeutungen dahin macht, daß diese Zone verringerten Salzgehalts im Bereiche der äquatorialen Kalmen aus der Tiefe aufgestiegenes Wasser vorstelle[4]), so übersieht er neben der soeben angezogenen Tatsache auch die demselben Wasser eigene hohe Temperatur. Hier ist also die Regenwirkung offenbar. Überhaupt kommt sie in der geographischen Lage der Gebiete minimalen Salzgehalts im Bereiche tropischer Breiten zum Ausdruck. Im Indischen Ozean liegt der Äquatorialgegenstrom, entsprechend dem Nordwestmonsun, südlich vom Äquator, und der Salzgehalt wird je weiter nach Osten, also sozusagen stromabwärts, nach Stromlee, immer niedriger: bei den Chagosinseln noch 34.5, ist er vor dem Mentawiearchipel unter 34.0. Im Pazifischen Ozean liegt die analoge Zone wieder nördlich vom Äquator, sogar auf längeren Strecken zwischen 10° und 15° N. B.: hier vermindert sich der Salzgehalt von 180° L., wo er noch 34.4 Promille ist, schrittweise

[1]) Petermanns Mitt., Ergänzungsheft 109, 1893, S. 28.
[2]) Wyv. Thomson, the Atlantic, II, 362.
[3]) Veröff. Inst. f. Meereskunde I, Taf. III.
[4]) Das hat auch schon Ed. Lentz gemeint, Bull. Acad. St. Pétersbourg 1847, V, p. 73 f.

nach Stromlee bis auf 33.7 in 90° W. L., wie aus Schotts Karten unmittelbar ersichtlich ist (vergl. auch die graphische Darstellung Fig. 44, S. 334). Nicht weniger tritt diese Regenwirkung hervor, wenn wir die Verminderung des Salzgehalts im Golfstromwasser von den Azoren nordostwärts auf die Britischen Inseln, die Färöer und Island hin ins Auge fassen: wir befinden uns hier im regenreichen Südostsektor der großen isländischen Cyklone, dem Supan auf seiner Regenkarte der Ozeane einen jährlichen Niederschlag von nicht weniger als 2000 mm erteilt. Der Salzgehalt bei den Azoren beträgt 36.0, nordwestlich von Irland höchstens 35.5, meist nur 35.25 Promille. In den höheren Südbreiten bei 40° treffen wir auf ganz ähnliche Verhältnisse: tropisches Wasser des Brasilien-, Agulhas-, Ostaustralstroms biegt in den Bereich der regenreichen Westwinde ein und vermindert schrittweise seinen Salzgehalt. Deshalb sehen wir allgemein die Isohalinen je weiter nach Osten in desto niedrigere Breiten hinaufrücken. Wir müssen erst in noch höhere Breiten gehen, um dann ernstlich auch an eine Komplikation mit Wirkungen des schmelzenden Eises zu denken, oder in niederen Breiten, wie an den Westküsten Südafrikas oder Südamerikas an solche durch kaltes Auftriebwasser aus der Tiefe. Da diese letzteren eben ihrer niedrigen Temperatur wegen die atmosphärische Feuchtigkeit als Nebel kondensieren, werden sie schon darum eine Verdünnung des Wassers an der Oberfläche hervorrufen, indem der Dampfdruck bei voller Sättigung in der untersten Luftschicht größer wird als im Meerwasser, so daß Moleküle von reinem Wasser aus der Luft in die Flüssigkeit übertreten. Auf diese Weise mögen die auffallend niedrigen Salzgehalte entlang der kapländischen und südwestafrikanischen Küste zu stande kommen, wenn auch Zweifel bestehen bleiben, ob die vorliegenden Beobachtungen ganz richtig sind. Die Nebel sind dann auch zu einem gewissen schwachen Anteil beteiligt an der geringen Konzentration der Küstengewässer südlich von Neufundland bis Kap Hatteras; die entscheidende Ursache sind die Landwasser, dazu kommen aber auch die Schmelzwasser im Norden und das Auftriebwasser im Süden. — Wie sehr bei allem die Bewegungen des Wassers bedeutsam sind, erweist die Zunahme des Salzgehalts im östlichen Teil des Arabischen Meers zur Zeit des Südwestmonsuns (S. 331): obwohl dieser der Regenbringer ist, trägt der vom Monsun geschaffene Triftstrom vom westlichen salzreicheren Teil das Oberflächenwasser ostwärts mit sich.

Wie die Zunahme des Regenfalls im Vergleich zur Verdunstung auch in die Tiefe hinein wirkt, hat uns die Challengerexpedition durch ein paar glückliche Schöpfreihen erläutert. Mit dem Nordostpassat und dem Nordäquatorialstrom von den Kanarischen Inseln nach St. Thomas segelnd überschritt das Schiff das Maximum des Salzgehalts zwischen 20° und 21° N. B. und 40° bis 50° W. L. mit 37.4 bis 37.5 Promille an der Oberfläche. Als man von hier aber in der Wind- und Stromrichtung weiter fuhr, nahm der Salzgehalt langsam ab und ging in 55° W. L. zwischen 19° und 20° N. B. unter 37 Promille herunter, um bei Sombrero auf 36.3 zu sinken. In der Tiefe von 180 bis 275 m aber fand sich noch das stärker konzentrierte Wasser, das vom oberflächlichen Regenfall unbeeinflußt geblieben war, und erst unterhalb von 300 m trat rasche Abnahme ein (Station 21). Nördlich aber von den Kleinen Antillen auf Bermudas hin (Station 29) zeigte sich, aber abgeschwächt, ein ähnliches Verhalten; hierher gelangt mit dem Meeresstrom nicht nur Wasser aus dem zentralen Gebiet des nordatlantischen Salzmaximums, sondern es nimmt der Regenfall

nicht in dem Grade zu, wie nach den Antillen hin. Ich stelle in der folgenden kleinen Tabelle die einzelnen Daten zusammen.

Stat.	N. B.	W. L.	0	90	180	275	365	915 m
21	18° 54′	61° 28′	36.28	36.64	37.00	37.17	36.24	35.34
29	27° 49′	64° 59′	37.00	—	37.55	—	36.58	35.33

Die Konzentration verstärkend, wirkt einerseits die Verdunstung, anderseits das Ausfrieren. Mit dem letztgenannten Vorgange, der nur für die höchsten Breiten und deren Tiefenwasser in Betracht kommt, werden wir uns besser im Zusammenhange mit der Darstellung der Eisverhältnisse des Meeres beschäftigen. Die eigenartigen Verhältnisse der Seewasserverdunstung waren bei früherer Gelegenheit bereits Gegenstand systematischer Untersuchung (S. 244 f.), und wir wiederholen danach, was für die vorliegende Frage notwendig ist, daß die Verdunstung verstärkt wird: durch hohe Temperatur, Lufttrockenheit, starken Wind, geringen Salzgehalt, niedrigen Luftdruck. Die Verdunstung wird umgekehrt verringert: durch niedrige Temperatur, große Luftfeuchtigkeit, schwache Luftbewegung, hohen Salzgehalt, hohen Luftdruck. Ungefähr ist hier auch die entsprechende Rangordnung in der Leistungsfähigkeit der verschiedenen Faktoren ausgedrückt.

Um zur Geltung zu kommen, müssen sie sämtlich nicht nur mit einem positiven Vorzeichen, sondern mit hoher Intensitätsstufe in die Rechnung eingehen. Es genügt also nicht, daß hohe Temperatur und trockene Luft allein vorhanden sind, wenn gleichzeitig Windstille über längere Zeit hin herrscht. Ein klassisches Beispiel dafür hat Stenius[1]) einmal für den Finnischen Golf beigebracht. Dieselbe Station, deren Salzgehaltsschwankungen vorher (S. 351) dargestellt worden sind, hatte im August 1901 den äußerst geringen Salzgehalt von 3.76 Promille, dagegen im Sommer 1902: 5.00 bis 5.46 Promille, und doch war der Sommer 1902 sehr regenreich, dafür der Sommer 1901 zwar sehr heiß, aber dabei windstill, so daß die Verdunstung schwächer blieb, auch wegen mangelnder Wellenbewegung eine Durchmischung mit tieferen Schichten ausblieb.

In der Tat haben wir damit den Schlüssel zur Hand, um die geographische Anordnung der relativen Maxima des Salzgehalts klar zu legen. Die graphische Darstellung nach Breitenzonen für die ganze Meeresoberfläche (S. 334, Fig. 44) ordnet diese Höchstbeträge auf der nördlichen Halbkugel zwischen 25° und 30°, für die südliche zwischen 20° und 25° B. an: es sind das im allgemeinen die Gebiete, wo die Passate aus dem Luftdruckmaximum der sogenannten Roßbreiten hervorgehen. Hier ist bei hochstehender Sonne eine starke Insolation zu erwarten, die gesteigert wird durch eine große Lufttrockenheit und Wolkenarmut; beides entspringt der stark absteigenden Komponente in der Luftbewegung, und deshalb ist auch gerade diese Ursprungszone der Passate besonders arm an Niederschlägen. Zum dritten aber ist der Passat schon entwickelt zu einem kräftigen Winde, während in den Roßbreiten selbst Stillen und Mallungen

[1]) Public. de Circonst. Nr. 15, Kopenhagen 1901, p. 7.

vorherrschen, was die Verdunstung zurückhält. Meere im Bereiche starker kontinentaler Erwärmung und Lufttrockenheit, vereint mit geringen Niederschlägen, unterliegen einer besonders intensiven Verdunstung und erheben sich dadurch zu den höchsten Stufen des Salzgehalts, wie das Rote Meer, Mittelmeer und der Persische Golf.

In den offenen Ozeanen bedarf die Lage der Gebiete höchsten Salzgehalts noch der besonderen Untersuchung, die sich dann auch auf die erreichte absolute Höhe der Konzentration zu erstrecken hat. Im Folgenden gebe ich einen ersten Versuch in dieser Richtung.

Im Nordatlantischen Ozean ist das Maximum etwas nach Osten verschoben zu beiden Seiten des Wendekreises angeordnet; näher nach den Antillen und Bermudasinseln nimmt der Salzgehalt ab teils wegen unmittelbar gesteigerter Regenwirkung, teils auch weil durch den Karibenstrom Wasser der zentralen, schwächer salzigen Kalmenregion in die Zirkulation eingeführt wird: denn in der westlichen Hälfte des Kalmengürtels herrscht im Winterhalbjahr der Äquatorialstrom. Diese Zufuhr aus einer Kalmenregenzone fehlt dem Südatlantischen Ozean und deshalb wird das Wasser des Südäquatorialstroms, das in den Brasilienstrom übergeht, wobei andauernd die Verdunstung den Niederschlag übertrifft, nach Stromlee immer stärker konzentriert und daher die Anlehnung des Salzgehaltsmaximums an die südamerikanische Küste verständlich. Im Indischen Ozean ist alles dem Nordatlantischen ähnlicher, nur weiter nach Süden verschoben, wie auch das System des Südostpassats und der Roßbreiten. Dem Südpazifischen Ozean fehlt, wie dem Südatlantischen, eine Zone der äquatorialen Kalmenregen, und deshalb erhebt sich sein Salzgehalt zu bedeutender Höhe, und namentlich auch zu großer Flächenausdehnung der maximalen Zone von mehr als 36 Promille: diese liegt so recht im Wirkungsbereich des Südostpassats. Wenn der Salzgehalt weiter nach Westen abnimmt, so ist an die gesteigerte Regenwirkung während des Nordwestmonsuns daselbst zu denken. Im Nordpazifischen Ozean haben wir die auffallend niedrige Konzentration auch in der Zone des maximalen Salzgehalts, nämlich nur bis 35.9 Promille, als eine sehr merkwürdige Tatsache vor uns. Ich bin geneigt, sie der großen Ausdehnung der sommerlichen Kalmenregen und der damit zusammenhängenden niedrigen Konzentration im Äquatorialgegenstrom zuzuschreiben: dieser erreicht im Winterhalbjahr keinesfalls auch nur angenähert eine solche Ausdehnung wie im Sommer, und sein schwach salziges Wasser wird in die Zirkulation des Nordäquatorialstroms aufgenommen, wo dann später im Westen die Monsunregen wieder dazu beitragen, die Konzentration auch in der warmen Jahreszeit nicht erheblich anwachsen zu lassen. Ist es doch gerade ein wesentliches Merkmal im Klima der Marshallinseln und der westlichen Karolinen, daß ihnen eine Trockenzeit fehlt, ja in allen Monaten Tage mit mehr als 25 mm Regenfall vorkommen [1]), während die Fidschiinseln, Neuen Hebriden, Neukaledonien eine solche im Tropenklima normale Trockenzeit besitzen. Eine genauere kritische Untersuchung ist sehr vonnöten, um diese doch sehr auffälligen Verschiedenheiten nördlich und südlich vom Äquator im Pazifischen Ozean aufzuklären. Sehr beachtenswert wird dabei auch das Arealverhältnis der Regenzonen sein; zwischen 5° und 15° N. B. haben wir über 18 Millionen qkm, d. h. ebensoviel wie zwischen 35° und 50° N. B., was gewöhnlich beim Anblick der Merkatorkarten vergessen wird.

Alles in allem haben wir es bei Untersuchung der Salzgehaltsverteilung in letzter Instanz immer mit einem meteorologischen Problem zu tun.

[1]) Meteorol. Zeitschr. 1904, S. 192. Vergl. den Atlas der Seewarte vom Stillen Ozean, Taf. 25.

Es ist die Meeresoberfläche, die in ihrer innigen Berührung mit der darüber liegenden Atmosphäre die Angriffsflächen liefert und die atmosphärischen Zustände und Bewegungsformen maßgebend eingreifen läßt. Deshalb ist es mehr als eine äußerliche Ähnlichkeit, wenn beim Anblick der Kurve der Salzgehalte in den fünfgradigen Breitenzonen (Fig. 44, S. 334) die Erinnerung an die Lage der Schneegrenze wachgerufen wird: auch hier sind die entscheidenden Faktoren Temperatur, Niederschlag und Verdunstung in ihrer zonalen Verschiedenheit, die die merkwürdige Senkung der Schneegrenze in der Nähe des Äquators, ihre Hebung an der Grenze der Tropen hervorrufen: eine Ähnlichkeit, die zum Nachdenken anregt und auch wieder den großen Unterschied im Verhalten der höheren südhemisphärischen Breiten im Punkte der Schneegrenze und der Salzgehalte erfassen lehrt. Denn während die nordhemisphärischen Meere polwärts von 50° erheblich schwächere Konzentration aufweisen als die südhemisphärischen, liegt die Schneegrenze im Süden der Erde tiefer als in gleichen Breiten des Nordens. Alles das erklärt sich leicht bei richtiger Abwägung meteorologischer Zustände und Vorgänge. —

III. Die räumliche Verteilung der Temperaturen.

1. Geschichte und Technik der Beobachtungen.

Wenn die Unterschiede des Salzgehaltes in den irdischen Meeren erst mit Hilfe verfeinerter Instrumente, wie sie die moderne Zeit geschaffen, erkannt werden konnten, sind die örtlichen Verschiedenheiten der Wassertemperaturen so sinnfällig, daß sie den Seefahrern unmöglich entgehen konnten. Es gilt das nicht nur für die Oberfläche, sondern auch für die Tiefen: beim Loten in warmen Meeren bringt das vom gewandten Matrosen rasch aus größerer Tiefe aufgeholte Bleilot eine fühlbar niedrigere Temperatur mit an die Oberfläche. Wahrscheinlich ist auf diesem Wege bereits Aristoteles[1]) zu der Kenntnis der von ihm besprochenen Tatsache gelangt, daß das Meer an der Oberfläche wärmer sei, als in der Tiefe. Wo sich eine tropisch warme und eine arktisch kalte Strömung eng berühren, wie südöstlich von den Neufundlandbänken Golf- und Labradorstrom, waren die Seefahrer schon im Anfange des 17. Jahrhunderts vom schroffen Wechsel der Wassertemperaturen aufs höchste überrascht, wie uns Marc Lescarbot[2]) anschaulich geschildert hat. Aber exakte Beobachtungen der Temperaturen waren erst nach Erfindung und Verbesserung der Thermometer möglich. Leider sind die Versuche des ausgezeichneten Grafen Marsigli[3]) an den Küsten der Provence (1706 und 1707), wahrscheinlich die ersten ihrer Art, für uns unbrauchbar, da seine Thermometerskala nicht mehr genau zu definieren ist; sie gehören aber zu den frühesten Symptomen einer aufkommenden exakten Beobachtung von Naturerscheinungen im Ozean überhaupt. Der Ruhm, zuerst verständliche Temperaturablesungen ge-

[1]) Problem. p. 934. Auch der Salzgehalt soll nach der Tiefe abnehmen, meinte er.

[2]) Vergl. Kohl, Geschichte des Golfstroms und seiner Erforschung. Bremen 1868, S. 68.

[3]) Histoire physique de la Mer. Amsterdam 1725.

liefert zu haben, kommt britischen Forschern zu[1]). Um die Mitte des 18. Jahrhunderts etwa muß es gewesen sein, wo Dalrymple und Davy das Sinken der Temperaturen im Südäquatorialstrom nahe der Linie auf ihren ostindischen Fahrten beobachtet haben, wie James Rennell[2]) berichtet. Im Jahre 1749 schöpfte Kapitän Ellis zwischen den Kanarischen und Kapverdischen Inseln (in 25° 13′ N., 25° 12′ W.) mit einem einfachen Ventilschöpfer aus 1190 m und 1645 m Wasserproben, deren Temperaturen übereinstimmend um 17.2° niedriger waren, als an der Oberfläche. Mit demselben von Dr. Hales konstruierten Apparat maß Joh. Reinh. Forster[3]) auf Cooks erster Weltumseglung 1772 und 1773 sechsmal Temperaturen in den geringeren Tiefen bis 183 m hin, wobei er am Äquator im Atlantischen Ozean an der Oberfläche 23.3°, in 155 m aber 18.9° maß, während er in den höheren Südbreiten südlich vom Kapland die Temperatur in 183 m Tiefe um 1.5 bis 2° höher fand als an der Oberfläche, die inmitten treibenden Eises 0° bis — 1.1° zeigte. Fast gleichzeitig maß auch Dr. Irving auf der bereits früher erwähnten Nordfahrt des Kapitän Phipps 9mal Tiefentemperaturen, teils mit einem von Cavendish (1757) angegebenen, aber unzweckmäßigen Thermometer, teils durch Aufholen von Wasserproben in einem mit schlechten Wärmeleitern umhüllten Schöpfgefäß; auch hier zeigte sich mitten im Eise bei Spitzbergen (80½° N., 16° O.) eine Zunahme von der Oberfläche (0.3°) nach der Tiefe (2.3° in 338 m), dagegen in der Nordsee bei Whitby und den Shetlandinseln eine deutliche Abnahme, und bei der ersten gelungenen Tieflotung in 1250 m eine Bodentemperatur von 4.4°, die freilich, wie wir jetzt wissen, um 5° zu hoch ausfiel. Ein Thermometer, dessen Kugel mit einer 7.5 cm dicken Schicht von Harz und Wachs umgeben war und damit die Wärme sehr schlecht leitete, versenkte Saussure 1780 im Mittelmeer bei Genua bis 288, und bei Nizza bis 585 m; indem er es über Nacht an Ort und Stelle ließ und am anderen Morgen rasch aufholte, zeigte es ganz richtig beidemal die Temperatur von 13.0°. Die nächsten Beobachtungen im Ozean versuchte Péron 1800—1804 ebenfalls mit Hilfe von Thermometern innerhalb einer dicken Hülle schlechter Wärmeleiter. Mangelhaft von den Seeoffizieren unterstützt, brachte er nur vier Beobachtungen zu stande, von denen die aus seiner größten erreichten Meerestiefe in 5° N., 18° W. mit 9.2° in 390 m nach 110 Minuten Anpassungszeit überraschend gut ausgefallen ist. Ungefähr gleichzeitig tritt das von Six schon 1782 erfundene Indexthermometer in den Dienst der Ozeanographie, indem Dr. Horner es auf Krusensterns Weltumseglung in Gebrauch nahm, um bereits die ersten Temperaturreihen damit zu messen; so brachte er auf der Heimreise einmal im Juni 1803 in 30° N., 40° W. sechs Bestimmungen von der Oberfläche bis 366 m Tiefe zu stande. Mit einem Schöpfgefäß aus schlechten Wärmeleitern arbeitete dann Scoresby in den arktischen Gewässern (1811—1822), wenn auch mit wechselndem Erfolge, bis 1335 m Tiefe hinab. Unter den nun

---

[1]) Für das Folgende ist hauptsächlich die vortreffliche Zusammenstellung von J. Prestwich, Philos. Trans. R. Soc. London 1875, Bd. 165, p. 590 f. zu Grunde gelegt.

[2]) Rennell, An Investigation of the Currents of the Atlantic Ocean. London 1832, p. 132.

[3]) Bemerkungen etc. auf seiner Reise um die Welt. Berlin 1783, S. 51.

häufiger werdenden Beobachtern mit dem Sixschen Thermometer stehen O. v. Kotzebue auf seiner ersten Weltumseglung (1815—18) und Edw. Parry auf seinen arktischen Fahrten (1819, 1827) voran; aber die Ergebnisse befriedigten nicht, da die Thermometerkugeln, durch den mit der Tiefe ansteigenden Wasserdruck komprimiert, einen zu hohen Stand angeben mußten. So kehrte O. v. Kotzebue auf seiner zweiten Weltumseglung (1823—26), auf den Rat von Parrot und Emil v. Lenz, zur Methode der Schöpfgefäße mit schlechten Wärmeleitern zurück. Die von Lenz ausgeführten und mit Sorgfalt korrigierten Beobachtungen gehören bis auf den heutigen Tag zu den besten; sie ergaben für Tiefen von mehr als 1000 m 3° und weniger, einmal im Pazifischen Ozean (21° 14′ N., 164° 1′ O.) in 1785 m nur 2.4°, im Atlantischen (32° 20′ N., 42° 30′ W.) in 1980 m nur 2.2°.

Wahrscheinlich war Arago der erste, dem es notwendig erschien, die Sixschen Thermometer in eine wasserdicht verschraubte Metallkapsel einzuschließen, und wie es scheint[1]), hat Dumont d'Urville auf diese Weise, aber noch unvollkommen, gegen die Druckstörungen geschützte Thermometer auf seiner Weltumseglung an Bord der Astrolabe (1826—1829) fleißig benutzt. D'Urville schloß aus der Kombination seiner eigenen mit früheren Beobachtungen, daß im offenen Ozean in Tiefen von mehr als 1000 m (genauer 600 brasses = 985 m) nahezu konstant eine Temperatur zwischen 3.9° und 5.0° gefunden und wahrscheinlich überall = 4.4° sei, wobei in den Breiten von 40° bis 60° dieselbe einförmig temperierte Schicht von der Oberfläche bis zum Boden hinab herrsche. Zu dieser verwirrenden Meinung war er offenbar dadurch gelangt, daß er fälschlich das Dichtemaximum des Seewassers gleich dem des reinen Wassers bei 4° annahm. Obwohl 10 Jahre nach ihm Du Petit Thouars (1836—1839) von seiner Weltumseglung eine erhebliche Zahl von guten Temperaturmessungen mit geschützten Thermometern aus vorher auch nicht von Lenz erreichten Tiefen lieferte, die für 2000 m nur 2.2° und 3700 m sogar nur 1.6° angaben, erhielt sich d'Urvilles Meinung hartnäckig[2]). Es geschah das nicht zuletzt darum, weil man britische Expeditionen mit ungeschützten Thermometern aussandte, und unter ihnen der berühmte Südpolarfahrer James C. Ross (1839—1842) in den höheren Breiten der südlichen Hemisphäre tatsächlich jene homotherme Schicht von 4.2° gefunden zu haben meinte. Bei jenem Sixschen Thermometer wurde eben der Betrag, um den die Temperatur in Wirklichkeit mit der Tiefe abnahm, durch stetig gesteigerte Druckwirkung auf die Thermometerkugel nahezu vollständig kompensiert. Die hohen arktischen Breiten allerdings, wo man sehr viel niedrigere Temperaturen durch Aufholen von größeren Bodenproben, in die man sofort Thermometer einführte, kennen gelernt hatte, wurden von dieser Theorie ausgeschlossen. Sir John Ross erhielt 1818 in der Baffinbai bis 1800 m auf diese Weise Bodentemperaturen von —1.4° bis —1.8°, einmal aber auch —3.5° mit einem Sixschen Thermometer als Tiefentemperatur in 66° 50′ N, 61° W. bei 1244 m (Bodentiefe 1372 m); für die Richtigkeit dieser bis auf den heutigen Tag niedrigsten

[1]) Vergl. die Erörterungen von Prestwich a. a. O. p. 601.

[2]) Selbst Al. v. Humboldt zeigte ein bedenkliches Schwanken: Kosmos I, S. 322; IV, 242; Zentralasien Bd. 2, 217.

unter allen verzeichneten Seewassertemperaturen hat sich ihr Beobachter, Sir Edward Sabine allemal von neuem verbürgt, sobald später Zweifel laut wurden, die sich auf die Zuverlässigkeit des dabei verwendeten Sixschen Thermometers gründeten. Diese Zweifel werden aber immer wieder erneuert werden, da eine Bestätigung aus den kältesten Meeren der Erde bisher ausgeblieben ist. Den notwendigen Schutz gegen Druckstörungen erhielten die Sixschen Thermometer endlich auch in England, indem auf Veranlassung des Admirals Sir Rob. Fitz Roy die Firma Negretti & Zambra in London 1857 die Thermometerkugel mit einem Glasmantel umschloß[1]), der größtenteils mit Quecksilber gefüllt und im übrigen luftleer gemacht war, so daß der äußere Druck nunmehr wie auf ein elastisches Polster wirkte und fast unschädlich gemacht wurde. Kapitän Pullen, für seine Lotungsreise durch den Atlantischen und Indischen Ozean mit diesen Instrumenten ausgerüstet, fand dann auch am Boden der Tropenmeere Temperaturen von 1.7° (so im Indischen Ozean in 5° 31′ S., 61° 31′ O. bei 4280 m und im Südatlantischen in 26° 45′ S., 23° 52′ W. bei 4940 m). Das Sixsche Thermometer ist in dieser Gestalt das klassische Instrument geworden, mit dem die Challenger- und Gazelleexpedition den Grund zu unserer gegenwärtigen umfassenderen Kenntnis von der Wärmeverteilung in den irdischen Meeren gelegt haben; es hat aber auch zahlreichen neueren Expeditionen vorzügliche Dienste geleistet, so noch an Bord der Valdivia, des Gauß und Planet.

Während die Tiefentemperaturen immer ein überwiegend wissenschaftliches Interesse besitzen, erlangten die Temperaturen der Meeresoberfläche eine große praktische Bedeutung, sobald man im Golfstrom eine Meeresströmung kennen lernte, die mit großer Stärke auch eine auffallend hohe Temperatur verband und sich gegen das kalte Nachbarwasser, insbesondere an der Nordseite, scharf abgrenzte. Gewöhnlich wird Benjamin Franklin das Verdienst zugeschrieben, das Wasserthermometer den Schiffsoffizieren in die Hand gegeben zu haben, damit sie bei der Fahrt vom Kanal nach den Neuenglandhäfen den warmen Golfstrom vermeiden und in der umgekehrten Richtung ihn zur Förderung ihrer Fahrt benutzen lernten. Tatsache ist jedenfalls, daß Franklin 1770 zwar die erste Karte des Golfstroms mit Hilfe des Kapitäns Folger zeichnen und drucken ließ, und die thermischen Eigenschaften des Seewegs zwischen Neu- und Altengland seit 1775 mit dem Thermometer zu verfolgen begann, und alsbald auch den amerikanischen Schiffskapitänen Rat erteilte, aber seine Bemerkungen erst 1786 veröffentlichte[2]), während der Schiffsarzt Dr. Charles Blagden an Bord britischer Kriegsfahrzeuge seit 1776 die Wärmeverteilung an den nordamerikanischen Küsten mit dem Thermometer untersuchte und schon 1781 der Kgl. Gesellschaft der Wissenschaften in London darüber berichtete, unter ausdrücklichem Hinweis darauf, daß „bei der Kreuzung des Golfstroms der Gebrauch des Thermometers sehr wesentlichen Nutzen

---

[1]) Die Idee selbst stammt von Glaisher (Nature, London 1873, Bd. 8, p. 528 und Bd. 9, p. 102).

[2]) J. G. Kohl, Geschichte des Golfstroms. Bremen 1868, S. 108; auch S. 113 für das Folgende. Nach B. Franklin, Memoirs, Philadelphia 1834, vol. II, p. 373 hat er seine Abhandlung am 2. Dez. 1785 der American Philosophical Society vorgetragen.

gewähren könne". Obwohl auch der Neffe Franklins, Jonathan Williams, 1790 seine zahlreichen Beobachtungen, namentlich auch im Osten der Großen Neufundlandbank benutzte, um eine Abhandlung „über den Gebrauch des Thermometers in der Navigation" zu veröffentlichen, blieben den großen Kreisen der Seefahrer derartige Beobachtungen doch noch lange fremd. Zu den eifrigsten Freunden des Seethermometers hat Alexander von Humboldt gehört, der auf seinen Seereisen mit großem Erfolg die Temperaturen der Meeresoberfläche regelmäßig bestimmte und dem warmen Golfstrom ein thermometrisches Gegenstück in Gestalt des kalten Perustroms zur Seite stellte; derartige Beobachtungen pflegte er als eins der wichtigsten Geschäfte des reisenden Physikers zu bezeichnen. So blieb für lange Zeit dieses Geschäft in der Tat den wissenschaftlichen Seefahrten vorbehalten, und wohl die meisten der so berühmt gewordenen Weltumsegler und Entdecker aus der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts haben mehr oder weniger umfangreiche Beiträge hierfür geliefert. Auch der eifrigen Beobachtungen an Bord der von der Kgl. Preußischen Seehandlung seit dem Jahre 1823 ausgesandten Schiffe darf bei dieser Gelegenheit gedacht werden. Daß aber auf diesem Gebiete mit vereinzelt bleibenden Messungen, die von Jahreszeit und wechselndem Wetter beeinflußt sein konnten, kein deutliches Ergebnis über Grenzen und Ausdehnung der Meeresströmungen zu erzielen war, erkannte zuerst Maury. Durch die Organisation von Massenbeobachtungen, von der in der Einleitung gesprochen worden ist, erlangte er schon nach wenigen Jahren ein überraschend reichhaltiges Material, das er in den Karten zu seinen berühmten Segelanweisungen niederlegte. Die übrigen nautischen Institute sind ihm dann mit Veröffentlichungen, die an Umfang und Bedeutung stetig wuchsen, gefolgt, und insbesondere sind es britische, deutsche und niederländische Beobachtungen, die uns das beste Material zum Studium nicht nur der räumlichen Verteilung der Oberflächentemperaturen, sondern auch ihrer Änderungen in den einzelnen Monaten darbieten. Die moderne internationale Meeresforschung ist dann noch weiter vorgeschritten, indem sie die Anordnung der Temperaturen für wenige bestimmte Tage, nach dem Prinzip der synoptischen Karte, beispielsweise für die Nordsee, darzustellen unternahm.

Werfen wir nunmehr einen Blick auf die modernen instrumentellen Methoden, wie sie sich für die Bestimmung der Meerestemperaturen herausgebildet haben, so haben wir zunächst festzustellen, daß die Beobachtung der Temperatur an der Meeresoberfläche zu den einfachsten Aufgaben gehört, die der Seemann an Bord zu leisten hat. Wird ein gewöhnlicher Eimer, den man eine kurze Zeit nachschleppen läßt oder wiederholt mit dem aufgeholten Wasser ausspült, mit Wasser gefüllt, aufgeholt und an einer schattigen Stelle sofort ein empfindliches Thermometer eingesenkt, so kann man die Temperatur einwandfrei bestimmen. Schöpfgefäße, die vor dem Gebrauch längere Zeit den Sonnenstrahlen ausgesetzt gewesen sind, geben leicht zu hohe Werte. Bei Dampfern ist selbstverständlich möglichst vorn, stets aber v o r dem Auswurf der Kondensatoren, Wasser zu schöpfen. Die oft gebrauchten Segeltucheimer können nur, wenn die Temperatur sofort bestimmt wird, zuverlässige Werte liefern, da nach längerem Stehen das aus den Poren des Gewebes austretende Wasser rasch verdunstet und namentlich bei lebhaftem Luftzug die Temperatur im Eimer erniedrigt. Gute Wasserthermometer sollen in 0.1° geteilt und mit

einem langzylindrischen Quecksilbergefäß versehen sein, damit sie sich schnell anpassen. Um dieses Gefäß angebrachte äußere Schöpfhülsen oder Pinselborsten, die das Ablesen außerhalb der geschöpften Wasserprobe erleichtern, sind von nebensächlichem Wert. Während an Bord die Temperaturen der Luft immer nur unsicher zu messen sind, vermag man die der Meeresoberfläche ungleich zuverlässiger zu erhalten.

Schwieriger ist noch immer die genaue Bestimmung der Temperatur in den Tiefen. Von den älteren Instrumenten ist das von Saussure 1780 angegebene träge Thermometer noch heutigentags in beschränktem Gebrauch; H. A. Meyer und G. Karsten haben es auf den Küsten- und Leuchtschiffstationen der deutschen Meere eingeführt und ihm mit einer Hartgummihülle eine genügende Wärmeisolierung gegeben. Bei den geringen Wassertiefen, um die es sich handelt, ist es bei einer Anpassungszeit von einer ½ Stunde in den Händen einfacher Seeleute ein nützliches Instrument. — Ganz aufgegeben ist die Verwendung von Metallthermometern, wie sie viele Jahre hindurch (1860—1870) in den amerikanischen Gewässern gebraucht wurden[1]); ihr Vorzug besteht darin, daß sie von Einwirkungen des Wasserdrucks frei bleiben, doch ist ihre Eichung schwierig und sind Standänderungen durch Stöße oder Verbiegungen schwer zu erkennen. — Die vielfach vorgeschlagenen, den elektrischen Leitungswiderstand registrierenden Thermometer sind, wie schon einmal bemerkt (S. 290), wegen ihrer dicken Kabel für den Tiefseegebrauch oder auch bei stark strömenden Gewässern in geringeren Tiefen schon unsicher zu handhaben; sie würden die Aufzeichnung einer kontinuierlichen Temperaturkurve beim Versenken in die Tiefe ermöglichen. Die am Boden der Meere ruhenden Telegraphenkabel werden in ihrer Leitfähigkeit ebenfalls durch Änderungen der Temperatur beeinflußt, und da unsere heimischen flachen Meere periodischen und unperiodischen Schwankungen der Temperatur unterworfen sind, die bis zum Boden hinabreichen, habe ich vorgeschlagen, durch häufige Widerstandsbestimmungen entlang geeigneten Kabellinien derartige Änderungen zu verfolgen. Martin Knudsen hat die ersten Versuche mit dänischen Telegraphenkabeln durch die Nordsee kürzlich veröffentlicht[2]); es kann natürlich nur die Durchschnittstemperatur des Kabels auf seiner ganzen Strecke bestimmt werden.

Die älteste Methode, wie sie von Hales (1749) eingeleitet und von Dr. Irving (1773) zuerst zweckmäßig ausgestaltet wurde, nämlich durch Aufholen einer größeren Wasserprobe aus der gewünschten Tiefe mit Schutz derselben gegen Wärmeänderung unterwegs, ist seitdem niemals von der Tagesordnung verschwunden (s. o. Péron, Scoresby, und Parrot-Lenz). Bis zu Tiefen von 800 m hat sie Admiral Makaroff auf seiner Weltumseglung auf der Korvette Vitiaz erfolgreich benutzt, doch erhielt er gute Temperaturwerte erst nach einer umständlichen Korrektionsrechnung. Einen schon 1816 von Kapitän Wauchope ausgeführten Gedanken, nämlich die schlechte Wärmeleitung des Wassers zum Schutz der zu untersuchenden Wasserprobe zu benutzen, indem mehrere Zylinder konzentrisch ineinander geschachtelt wurden, die, beim Hinablasssen frei durchspült, sich beim Aufholen durch Ventile abschlossen, hat seit 1893 Otto Pettersson sehr praktisch durchgebildet: die zylindrischen, eine Zirkulation des Wassers nach dem Abschluß hindernden Hüllen sind aus Hartgummi, der äußere Mantel in besonderer Stärke hergestellt. Die Wärmeisolierung ist sicher bis auf etwa 800 m; doch hat sich bei so großen Tiefen eine unerwartete Druckwirkung gezeigt, indem die Druckentlastung des fest ein-

---

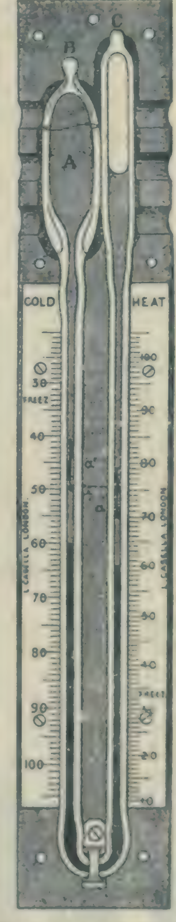
[1]) Saxtons Thermometer· vergl. J. G. Kohl, Gesch. des Golfstroms, S. 187.

[2]) Procès Verbaux des Réunions du Conseil Permanent International pour l'Explor. de la Mer vol. VI, 1906, Anhang B. S. (41).

geschlossenen Wassers und seiner Gase beim Aufholen die Temperatur etwas erniedrigt. Bei den geringeren Tiefen der heimischen Meere spielt diese Störung keine Rolle und wird der Apparat in seiner neuen, ihm von Nansen gegebenen Gestalt mit um so größerem Vorteil angewandt, als er gleichzeitig eine für Chlortitrierung und Gasanalyse ausreichende Wasserprobe liefert. Nansen[1] meint mit dem Apparat die Temperatur innerhalb 0.02° genau bestimmen zu können. Er hat für seine Beobachtungen mit einem solchen isolierenden Wasserschöpfer im Nordpolarbecken die der Ausdehnung des eingeschlossenen Wassers entsprechenden Korrektionen auf Grund von Lord Kelvins Formel (1853) berechnet: $\Theta = (T. e. p) : (I. c_p. \varrho_0)$, wo Θ die Temperaturänderung, T die absolute Temperatur $(273 + t^0)$, e die kubische Ausdehnung des Seewassers für jeden Zentigrad bei der Temperatur t, p den Druck in kg pro qm, c_p die spezifische Wärme des Seewassers und ϱ_0 das Gewicht eines cbm des Seewassers bedeutet; $c_p . \varrho_0$ wurde dabei konstant = 960 angenommen. Für das zwischen —1.6 und + 0.7° temperierte arktische Wasser ergaben sich die Korrektionen: bei 100 m = + 0.002°, 200 m = 0.007°, 300 m = 0.013°, 400 m = 0,016°, 500 m = 0.020° und 800 m = 0.03°. Bei höheren Wassertemperaturen steigen auch die Korrektionen, so für $t = 4^0$ in 400 m auf 0.028°. In der Tat hat Drygalski in tropischem Wasser Unterschiede zwischen den Angaben des isolierten Wasserschöpfers und Kippthermometers in erheblichen Beträgen wahrgenommen und auch die Ausdehnung der absorbierten Gase zur Erklärung herangezogen.

Für die großen Tiefen der Ozeane bedarf es aber anderer Hilfsmittel, und soweit die regelmäßige Wärmeschichtung der Tropenmeere in Betracht kommt, wird das Sixsche Thermometer stets mit Vorteil angewandt. Es ist ein Maximum- und Minimumthermometer (Fig. 50), das also beim Versenken in den Ozean die höchste und niedrigste auf dem Wege vorhandene Temperatur durch die Stellung ihrer Indexstifte aufzeichnet. Bei der regelmäßigen Abnahme der Temperatur in den offenen Ozeanen der niedrigen und gemäßigten Breiten ist die registrierte Minimaltemperatur die der tiefsten erreichten Schicht zukommende. Für die technische Herstellung ergibt sich die Schwierigkeit, die Indexstiftchen mit ihrer Federspirale in die Kapillare richtig einzupassen, damit sie weder zu fest sitzen, so daß das Quecksilber sie überströmt, noch zu locker, damit sie sich nicht nachträglich durch die Erschütterungen des

Fig. 50.



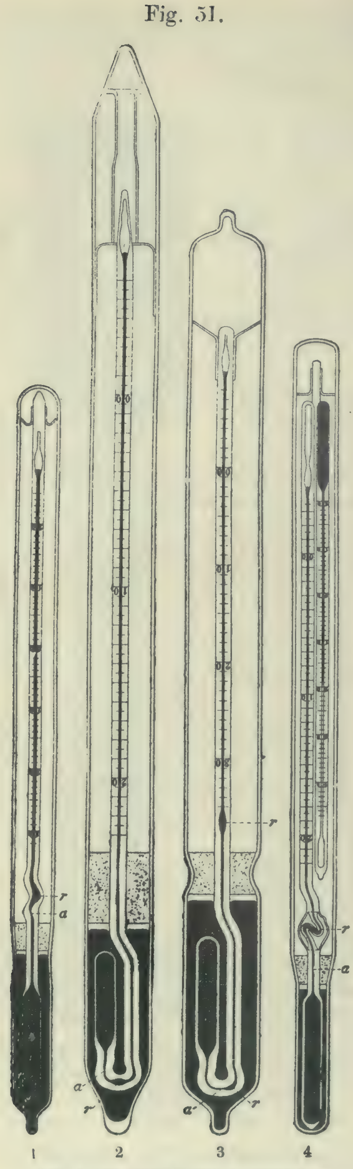
Maximum- und Minimumthermometer nach Six für Tiefseegebrauch von L. Casella in London.

Erklärung. Der Raum A ist mit der thermometrischen Flüssigkeit (Creosot) gefüllt, die beim Erwärmen sich ausdehnt und das den hufeisenförmig gebogenen Teil der Kapillare einnehmende Quecksilber vor sich herschiebt, so daß der Indexstift a im rechten Schenkel mit dem unteren Ende die Maximaltemperatur anzeigt. Bei Abkühlung drängt der Quecksilberfaden im linken Schenkel den Indexstift a' nach oben, dessen unteres Ende dann die Minimaltemperatur angibt (in der Figur 50° F = 10° C). Der rechte Schenkel ist über dem Quecksilber teilweise mit derselben thermometrischen Flüssigkeit erfüllt, die wie ein Gegengewicht wirkt. Die Druckkompension ist um den Raum A herum in Gestalt einer ebenfalls teilweise mit der thermometrischen Flüssigkeit gefüllten Glashülle erkennbar.

---

[1]) Oceanography of the North Polar Basin, Kristiania 1902, p. 5; vergl. E. v. Drygalski, Zum Kontinent des eisigen Südens. Berlin 1904, S. 613.

Fig. 51.



Moderne Umkippthermometer.

Seils oder Drahts beim Einholen oder im Seegange verschieben. Größere Fehler in dieser Einstellung sind sofort erkennbar, kleinere aber nicht. Die Genauigkeit der Ablesung selbst kann durch eine Vergrößerung des ganzen Instruments und durch Aufätzen einer Skala auf der Kapillare erheblich verbessert werden, wie das J. Y. Buchanan gleich nach seiner Rückkehr von der Challengerexpedition ausgeführt hat. Seinem ganzen Bau nach ist das seit 1868 von Casella nach Dr. Millers besonderen Angaben hergestellte Thermometer keiner starken Druckstörung ausgesetzt, und Tait vermochte zu zeigen, daß die ursprünglich angenommene Druckkorrektion zu groß bemessen war. Es ist dies zu beachten, da die von Sir Wyville Thomson zuerst veröffentlichten Tiefentemperaturen, namentlich die am Meeresboden, dadurch nicht unerheblich zu klein (0.5° bis 0.8°) ausgefallen sind.

Das Indexthermometer mußte überall da versagen, wo sich eine wärmere Schicht unter eine kältere lagert, wie in den hohen Breiten der Ozeane und der Nebenmeere nicht selten der Fall ist, oder wenn dicht am Meeresboden etwa die Temperatur wieder zunehmen sollte, wie das Aimé als Wirkung zugeleiteter innerer Erdwärme erwartete. Dieser ausgezeichnete Physiker ersetzte deshalb die Sixschen Thermometer durch Abänderungen der von Walferdin (1836) erdachten Instrumente, die er in der gewünschten Tiefe durch ein an der Lotleine hinabgesandtes Gewicht zum Umkippen brachte. Die Druckstörung beseitigte er bei seinen kleineren Thermometern, indem er sie in eine weitere Glasröhre einschmolz. Aimé hat damit in den Jahren 1841 bis 1843 eine Reihe sehr wichtiger Untersuchungen in den algerischen Gewässern ausgeführt, worauf später zurückzukommen ist. Seine Instrumente aber waren sehr umständlich zu bedienen, so daß sie mit Recht keinen Anklang fanden. Die in der modernen Tiefseeforschung so vielfach verwendeten Kippthermometer sind seit 1878 von Negretti und

Erklärung. 1 altes Modell von Negretti-Zambra, 2 nach M. Knudsen, 3 nach Chabaud in Paris, 4 nach C. Richter in Berlin, alle Instrumente in der Stellung beim Versenken gezeichnet. *a* bedeutet die Abreißstelle, *r* den Fangraum für das nach dem Umkippen etwa nachfließende Quecksilber; das Richtersche Instrument (4) zeigt ein Fadenthermometer. Die mit Quecksilber gefüllten Räume sind schwarz. Die Kompensation gegen den Wasserdruck ist durch Quecksilberhüllen um das untere Thermometergefäß bei allen vier Instrumenten in gleicher Weise ausgeführt. — Die Abbildungen sind in 2/5 der natürl. Länge von Dr. F. Grützmacher, Zeitschr. f. Instrumentenkunde, Bd. 24, 1904, S. 265, entworfen und mit freundlicher Erlaubnis der Verlagsbuchhandlung, Julius Springer in Berlin, hier wiedergegeben.

Zambra[1]) in den Handel gebracht worden und beruhen auf dem Kunstgriff, an dem Übergang der Quecksilberkugel zur Kapillare eine starke Verengerung anzubringen, so daß hier der Quecksilberfaden abreißt, wenn das Thermometer um 180⁰ gedreht wird. Um das Nachfließen von Quecksilber bei nachträglicher Erwärmung in höher temperierten Wasserschichten unschädlich zu machen, war unweit der Abreißstelle eine Erweiterung angebracht. Da diese Vorrichtung öfter versagte, haben neuere Fabrikanten teils durch Umbiegen des Gefäßes, teils durch andere Gestaltung des Säckchens Abhilfe versucht, aber bei sehr großen Temperaturunterschieden (von über 15⁰) auch nicht mehr mit sicherem Erfolge (Fig. 51). Gegen Druckstörungen hat man das Thermometer nach Aimés Vorgang in eine starke Glasröhre eingeschmolzen, diese aber fast luftleer gemacht und das Gefäß mit einem Quecksilbermantel umgeben, um die Anpassung an die äußere Temperatur zu erleichtern. Eine allgemeinere Verbreitung gewann das Kippthermometer erst, seit Kapitän Magnaghi auf der Weltumseglung des italienischen Kreuzers Vettor Pisani eine bequeme Auslösevorrichtung an Stelle des für große ozeanische Tiefen sehr zeitraubenden Abfallgewichts einführte, indem ein kleiner zweiflügliger Propeller das Thermometer beim Hinablassen in der richtigen Stellung festhielt, beim Aufholen aber es zum Umkippen brachte. Die Lauflänge bis zum Augenblicke des Auslösens darf nicht unter 10 m betragen, da starke Schlingerbewegungen des Schiffs im ozeanischen Seegang den Propeller sonst vorzeitig in Drehung versetzen. Die anfänglich gerügte[2]) Ungleichmäßigkeit im Abreißen des Fadens, was zu unkontrollierbaren Fehlern führte, ist durch fortgesetztes Bemühen der Fabrikanten, namentlich durch C. Richter in Berlin, im wesentlichen beseitigt. Immerhin haftet den Umkippthermometern, namentlich bei starker Abtrift in der Tiefe, noch eine gewisse Unsicherheit an, und man ist deshalb zu dem Entschluß gekommen, immer zwei Instrumente nebeneinander zu verwenden (s. Fig. 43, S. 328).

Alle Temperaturmessungen leiden natürlich noch unter den allgemeinen Schwierigkeiten, die der richtigen Bestimmung der Tiefe, in der wirklich die Einstellung des Thermometers erfolgt ist, entgegenstehen, wobei namentlich die mehr oder weniger starke Abtrift der Instrumente unter Wasser in Betracht kommt. Um die tatsächlich erreichte Tiefe zu messen, kann nun ein gegen Druck nicht geschütztes Thermometer für mäßige Tiefen gute Dienste leisten, denn der Betrag, um den es die Temperatur zu hoch angibt, ist dem erfahrenen Druck proportional und dieser steigt mit der Höhe der Wassersäule. Ein Umkippthermometer, dessen Schutzmantel an einer Stelle geöffnet ist, und das mit einem geschützten zugleich in die Tiefe versenkt wird, hat in Tiefen bis zu 500 m bereits ganz annehmbare Resultate geliefert[3]).

2. Die Wärmequellen.

Die Wärmequellen, die die Erwärmung des Ozeans regeln, sind dieselben, die für die Atmosphäre in Betracht kommen, wenn sie hier auch anders wirken. Die zunächst zu nennenden sind kosmischen Ursprungs, wie die Sonnen-, Planeten- und Sternenwärme; sie treffen den Ozean von der Oberfläche her. Von unten her aber wirkt die innere Erdwärme, die jedoch von untergeordneter Bedeutung ist. Untersuchen wir die letztgenannte Wärmequelle zuerst.

---

[1]) Nature Bd. 18, London 1878, p. 348.

[2]) Wild in Z. f. Instrum. 1888, S. 145.

[3]) E. Ruppin in Wissensch. Meeresunters. der Kieler Kommission Bd. 9, Kiel 1906, S. 182.

Die Erde, als ein in der Erkaltung begriffener Weltkörper, zeigt überall, wo man in ihre Rinde von außen her eindringt, eine stetig nach unten hin zunehmende Temperatur. Das Gesetz dieser Zunahme ist uns zur Zeit noch nicht einmal für die obersten 2000 m erschlossen. Nach Prestwich soll die Temperatur im Mittel auf jede 25 m, nach Sollas auf jede 45 m um 1° ansteigen. Setzt man diese geothermische Tiefenstufe auf 35 m, d. h. läßt man für jeden cm die Temperatur um 0.000 286° wachsen, so ergibt sich durch Multiplikation von 0.000286 mit 0.0058, dem wahrscheinlichen Wärmeleitungskoeffizienten für die festen Gesteine, als Wärmemenge, die in 1 Sekunde durch 1 qcm austritt, der Betrag von 0.000 001 659 Grammkalorien (S. 279), was sich im Jahr auf 52.5 cal. aufsummiert. Diese wären imstande, innerhalb eines Jahres eine Eisschicht von 7 mm zu schmelzen (nach Prestwich ergäben sich 73.1 cal. und 10 mm). Dieser an sich geringfügige Wärmestrom wirkt nun auf das Bodenwasser der Ozeane ein und erhöht dessen Temperatur durch Leitung, Strahlung und Konvektion. Die Wärmeleitung ist, wie aus dem sehr kleinen bezüglichen Koeffizienten (S. 280) zu schließen, ganz unbedeutend; wir werden noch darauf an späterer Stelle zurückkommen. Der Strahlungseffekt ist uns zwar in seinem Betrage unbekannt, da das Emissionsvermögen des Meeresbodens gegen Seewasser noch nicht untersucht ist. Wir wissen aber, daß das Wasser die dunkeln Wärmestrahlen außerordentlich rasch absorbiert, und müssen deshalb annehmen, daß ihre Wirkung schon in den untersten Schichten unweit vom Boden wohl sehr klein wird. Im ganzen wird sie das für die Atmosphäre berechnete Maß nicht erreichen, wo sie nach Trabert[1]) die mittlere Temperatur der Luft über dem Festlande nur um rund 0.1° erhöht. Die Konvektion, d. h. die Fortführung der so am Boden erwärmten, also spezifisch leichter gewordenen Wasserteilchen nach oben hin, ist sicherlich am wichtigsten, entzieht sich aber leider gleichfalls der unmittelbaren Beobachtung, wie der Rechnung. Dennoch lassen sich einige, wenn auch bestreitbare Anzeichen dafür nennen, daß eine vom Boden der Meere nach oben hin wirkende Wärmequelle vorhanden sein kann. Bei Reihentemperaturen in abgeschlossenen Trogmulden von Nebenmeeren, sowie in tiefen Süßwasserseen sind in einigen Fällen näher dem Boden ein klein wenig höhere Temperaturen erhalten worden. So erkannte Nansen[2]) im arktischen Zentralbecken im August 1894 eine, wie er sagt, „sehr geringe, aber deutliche und ganz regelmäßige Zunahme der Temperaturen abwärts von 2900 m," wo sich das Minimum von — 0.81° fand, zum Boden, wo (in 3800 m) — 0.69° gemessen wurden, also ein Ansteigen um 0.13° in 900 m. Auch einige Beobachtungen von Mohn aus dem tiefen Nordmeerbecken westwärts von der Bäreninsel hat Nansen schon herangezogen: da waren u. a. einmal in 2624 m: — 1.6°, am Boden in 3173 m aber — 1.5°. Nansen deutet auch an, daß die so erwärmten Tiefenschichten durch ihren reicheren Gehalt an Sedimenten schwerer bleiben können, als das darüber liegende Wasser. In den abgeschlossenen Mulden der Ostsee kann eine Temperaturzunahme nur bei völlig gleichem Salzgehalt der untersten Schichten als beweiskräftig

[1]) Met. Zeitschr. 1897, S. 152.
[2]) Oceanogr. of the North Polar Basin etc. p. 341—46.

gelten und hierfür hat das Landsorter Tief in der Tat einige Beispiele von ganz geringem Ansteigen der Bodentemperatur geliefert: so im November 1902, wo in 280 m 4.31°, in 370 m aber 4.34° (bei identischem Salzgehalt von 10.3 Promille) gemessen sind; ähnlich im August 1903. Im Mittelmeer versuchte Aimé einige Male diese Bodenwirkung nachzuweisen, von deren Vorhandensein er fest überzeugt war; seine Instrumente versagten jedoch[1]). In den offenen Ozeanen, wo entweder ältere Index- oder Umkippthermometer benutzt wurden, hat man eine derartig geringe Zunahme der Bodentemperatur nicht gut wahrnehmen können, auch entweder nicht danach gesucht, oder sie wohl mit Recht auf mangelhafte Druckkorrektion zurückführen wollen, wie das von James Flint für die Bodentemperaturen in den gewaltigen, vom V.S.D. Nero geloteten nordpazifischen Tiefen geschehen ist. Flint erhielt als Mittelwerte (in Stufen von 1000 zu 1000 Faden):

Von 3660 bis	5490 m	(266 Beob.):	1.76°
„ 5490 „	7320 m	(188 „):	1.78°
„ 7320 „	9140 m	(3 „):	1.94°
„ mehr als	9140 m	(2 „):	2.19°

Aus J. Y. Buchanans zahlreichen Gegenüberstellungen der Temperaturen am Boden und 100 bis 250 Faden darüber, die er auf seiner Fahrt mit dem Kabeldampfer Buccaneer 1886 im Golf von Guinea erhielt, ergeben sich ebenso viele Fälle für wie gegen eine solche Zunahme zum Boden[2]). Daß in Süßwasserseen diese einst allgemein angenommene Erscheinung höchst wahrscheinlich auf Fehlern der Instrumente beruhe, hat W. Ule[3]) als seine Überzeugung ausgesprochen.

Jedenfalls ist festzustellen, daß die dem Erdinnern entströmende Wärme die ganze Meeresdecke um einen gewissen, wenn auch minimalen Betrag erwärmen wird, um dann von der Oberfläche des Meeres ebenso in die Atmosphäre hinauszustrahlen, wie vom Festlande. Da dieser Wärmestrom andauernd und überall am Meeresboden austritt, wird er weder zeitlich noch örtlich in seiner Intensität schwanken, es sei denn, daß für die verschiedenen Bodensedimente die geothermische Tiefenstufe ungleich wird[4]).

Einige Beobachtungen über die Zunahme der Temperatur mit der Tiefe in Bodensedimenten der Beltsee hat Joh. Petersen[5]) ausgeführt, indem er ein Thermometer in einem Pfahl etwa 1 m tief in den Boden einrammte. Er fand unter anderem in der Koldingföhrde am 14. November 1891 im Bodenwasser 4.6°, in der obersten Schicht des Schlammes schon 7.5°; am 2. Dezember im Bodenwasser 3.5°, in der obersten Schlammschicht 5.0°, in 1 m Tiefe aber 8.0°. Bei Svendborg war am 11. Februar 1893 die Temperatur des Wassers am Boden — 0.1°, 1.25 m tief im Schlamm + 7.0°. Es war lange bekannt, daß gewisse

[1]) Exploration de l'Algérie. Physique générale Bd. 1, Paris 1845, p. 122.

[2]) Scott. Geogr. Magazine 1888, p. 189.

[3]) Der Würmsee S. 150. Vergl. auch Petermanns Mitt. 1906, S. 41.

[4]) Es würde hierfür wesentlich der Gehalt an organischer Substanz in Betracht kommen. Vergl. J. F. Hoffmann in Beiträgen zur Geophysik, Bd. 5, 1903, S. 669 ff.

[5]) Det videnskab. Udbytte af Kanonb. Hauchs Togter etc. Bd. 5, Kopenhagen 1893, p. 441.

am Meeresboden lebende Tiere, wie unter anderen der Aal, sich im Winter tief in den Grundschlamm einwühlen, um sich der Kälte zu entziehen. Weitere Versuche in denselben und anderen Meeresteilen wären sehr erwünscht.

Über die Zuführung der Sternenwärme sind die Meteorologen in der neueren Zeit zu resignierten Urteilen gelangt[1]). Langley, Newcomb und Maurer sind überzeugt, daß die vereinigte Strahlung der Sterne und der Planeten nicht dem zehntausendsten Teile einer Grammkalorie gleichkomme, und daß keine Aussicht vorhanden sei, sie jemals zu messen oder auch nur zu berechnen. Auch die Wärmestrahlung des Mondes, sowohl die reflektierte, als die eigene (dunkle), ist äußerst geringfügig und insgesamt auf wenig mehr als den hunderttausendsten Teil der Sonnenwärme zu schätzen. Da die dunkle Strahlung hierbei überwiegt, diese aber in den obersten Schichten der Atmosphäre schon größtenteils absorbiert wird, darf man auch dem Monde als Wärmequelle für das Meer eine praktische Bedeutung nicht zuschreiben.

Nach alledem ist die Intensität der Sonnenstrahlung, wie für die gesamte Erdoberfläche, so auch für den Ozean allein maßgebend, und zwar treffen die Sonnenstrahlen die Meeresoberfläche erst, nachdem sie durch die Atmosphäre hindurch gegangen und dabei erheblich modifiziert worden sind. Von den direkten Strahlen geht so ein erheblicher Bruchteil (bei senkrechtem Einfall etwa $^1/_4$) durch selektive und totale Absorption, sowie durch diffuse Reflexion ganz oder zeitweilig verloren; ein großer Teil der zerstreuten Strahlen kommt aber in Gestalt von diffuser Wärme der untersten Schicht der Atmosphäre wieder zu gute, und gelangt so, auch bei bewölktem Himmel, zur Meeresoberfläche. Durch den verschieden hohen Sonnenstand am Tage wie im Jahre, ein wenig auch durch die wechselnde Entfernung der Erde von der Sonne, wird eine tägliche und eine jährliche Periode der Erwärmung hervorgerufen. Sobald die Sonne unter dem Horizonte steht, fehlt nicht nur ihre Einstrahlung, sondern tritt im Gegenteil eine Ausstrahlung, also ein Wärmeverlust von der ganzen Erdoberfläche her gegen den kalten Weltenraum hin ein. Diese Ausstrahlung findet auch des Tages statt bei heiterem Himmel, bei bewölktem aber ist sie sehr gering. Des Nachts wieder ist sie stets vorhanden; durch eine Wolkendecke wird sie merklich abgeschwächt. Der jeweilige Temperaturzustand irgend eines Punktes der Erdoberfläche wird also bestimmt sein durch die Differenz zwischen der Wärmezufuhr durch Einstrahlung (auch Leitung) und dem Wärmeverlust durch Ausstrahlung.

Ebenso wie die eben vorgetragenen Sätze gehört es zu den elementaren Lehren der Meteorologie, daß der Temperaturzustand der Land- und der Meeresoberfläche verschieden sein muß, weil sich der Wärmeumsatz des Festlandbodens und des Meerwassers nach anderen Bedingungen regelt. Das Festland wird nur in der obersten Schicht erwärmt, und die Wärme dringt nur sehr wenig ein, wirkt aber um so intensiver. Nachts kann wiederum die nur oberflächlich angesammelte Wärme rasch ausstrahlen, der Boden kühlt sich bei langer Ausstrahlung sehr stark ab. Dagegen können die Wärmestrahlen bei Tage in das Meerwasser tiefer eindringen und mächtige Schichten durchwärmen: hierbei verteilt sich

---

[1]) **Hann, Lehrb. d. Meteorologie, Leipzig 1901, S. 21 f.**

aber auch die Intensität der Einstrahlung über größere Massen und wird das Endergebnis in einer der Landoberfläche gegenüber geringeren Erwärmung der durchstrahlten Masse bestehen. Dazu kommt die geringe Wärmekapazität des Wassers überhaupt: um 1 ccm Ozeanwasser von 35 Promille Salzgehalt zu erwärmen, sind 0.93 Wärmeeinheiten erforderlich (S. 279), für das gleiche Volum des festen Erdbodens nur etwa 0.6. also $^1/_3$ weniger. Außerdem findet an der Wasseroberfläche Verdunstung statt, die sich proportional der Wassertemperatur steigert (S. 245). Des Nachts dagegen wirkt die große spezifische Wärme des Wassers einer raschen und ergiebigen Ausstrahlung entgegen, die an der Oberfläche abgekühlten Teilchen sinken, weil schwerer geworden, in die Tiefe und werden durch wärmere, von unten her aufsteigende ersetzt. Dadurch wird der ganze Wärmeumsatz verlangsamt, die Spannung zwischen den Temperaturextremen im Vergleich zur Landoberfläche in der jährlichen Periode stark verkleinert, die der täglichen Periode ganz minimal werden.

Gestört wird der Wärmeumsatz der oberen Wasserschichten noch durch drei Vorgänge: die Wellenbewegung, den Regenfall und die Berührung der Meeresoberfläche mit anders temperierten Luftschichten.

Die Wellenbewegung wirkt zunächst ausgleichend zwischen oberen und tieferen Schichten, und zwar um so ergiebiger, je größer die Wellen und je geringer die Wassertiefen sind. So ist es die Regel, daß die seichteren Teile der südlichen Nordsee nach stürmischem Wetter von der Oberfläche bis zum Grunde in 30 und mehr Meter Tiefe dieselbe Wassertemperatur zeigen; nur nach ruhigen Tagen ist die oberste Wasserschicht im Vergleich zur tiefsten wärmer im Sommer oder kälter im Winter. Das gleiche gilt, wenn auch weniger ausgeprägt und durch starke Unterschiede im Salzgehalt beeinträchtigt, für die seichten Gebiete der Beltsee, wofür die älteren Beobachtungen wie auch die neueren Terminfahrten der internationalen Meeresforschung Beispiele genug darbieten.

Die deutsche Terminstation 1 in der Nordsee (54° 41′ N, 6° 12′ O, 40 m) hatte am 13. Februar 1905 nach ruhigem Wetter an der Oberfläche 4.00°, am Boden 4.24° (mit den Salzgehalten 34.09 und 34.32 Promille), genau 1 Jahr später aber nach starken Weststürmen von oben nach unten gleichmäßig 4.79° und 34.54 Promille. Am 2. August 1904 hatte dieselbe Station nach ruhigem Wetter an der Oberfläche 19.69°, am Boden 12.81° (mit 34.16 und 34.24 Promille), dagegen am 11. August 1905 nach längerem Sturm überall 16.71° (und 34.09 Promille). Die schottische Terminstation 22 in der Nordsee (59° 36′ N, 0° 41′ W.) aber war am 22. Februar 1905 mit der gesamten Wassersäule von der Oberfläche bis in 135 m Tiefe hinab völlig homogen bei einer Temperatur von 6.66° bis 6.67° (und 35.23 Promille) — eine Wellenwirkung von ungewöhnlicher Tiefe.

Die deutsche Terminstation 3 im Alsenbelt (54° 36′ N., 11° 01′ O., 34 m) zeigte am 10. Februar 1904 die normale Winterschichtung bei ruhigem Wetter mit 1.64° an der Oberfläche und 4.24° am Boden (bei 12.0 und 25.4 Promille Salzgehalt); 1 Jahr darauf am 1. Februar 1905 war nach stürmischen Winden die Temperatur oben und unten fast identisch (1.10° und 1.06°), ebenso der Salzgehalt (17.4 Promille).

Auch aus Süßwasserseen kennt man diese Wellenwirkung. E. Brückner fand nach einem heftigen Sturm am 25. August 1896 im Brienzer See die

sommerlich scharfe Temperaturschichtung völlig aufgehoben und bis 20 m (tiefer konnte nicht gemessen werden) alles gleichmäßig temperiert[1]).

Nach der mechanischen Wärmetheorie sollte sich die heftige Brandung der Meereswellen in stürmisch bewegter See in Wärme umsetzen. Es ist aber bisher kein Anzeichen dafür bekannt geworden, daß diese Wärmeproduktion wirklich in meßbarem Grade stattfände. Da sie die oberste Schicht allein beeinflussen kann, verbirgt sich ihre Wirkung vielleicht unter den sonst schon die Oberfläche erwärmenden Vorgängen.

Die Wellenbewegung muß sodann außerdem dadurch ungünstig wirken, daß die Sonnenstrahlen durch die unregelmäßige Oberfläche reichlicher zur Totalreflexion kommen, wie man beim Tauchen oder von einem Boote aus schon an der Schattenwirkung auf weißem Sandgrunde deutlich wahrnehmen kann. Ebenso behindert die Schaumbildung ein tieferes Eindringen der Sonnenstrahlen.

Der Regenfall wirkt namentlich in den tropischen und subtropischen Meeren meistens deutlich abkühlend auf die Meeresoberfläche ein, da die Regentropfen beim Fall aus der Wolkenschicht in die Tiefe die kühleren Luftteilchen mit sich reißen und die normale Erwärmung der herabbeförderten Luft ausbleibt, weil sie durch partielle Verdunstung der Regentropfen aufgezehrt wird. In unseren Breiten ist die Temperatur des Regenwassers um 0.8 bis 1.3°, in Oberitalien im Winter 1.1°, im Sommer 3.1° kälter als die Luft[2]). Die Luft selbst wird also durch Regenfälle ausgekühlt und kann darum auch der Meeresoberfläche größere Wärmemengen entziehen, abgesehen von der die Insolation hindernden Wolkendecke und der unmittelbar abkühlenden Wirkung der Regentropfen auf die Wasseroberfläche, die aber nach G. Schotts Messungen selten 0.7° übersteigt[3]).

Die Wirkung anders temperierter Luftmassen auf die Meeresoberfläche ist aber an sich gar nicht groß. Die spezifische Wärme, die für Seewasser von dem Werte 1 wenig verschieden ist (S. 279), beträgt (für gleiches Volum) für die Luft nur 0.000 307; es müssen also ungeheure Luftmassen ihre Wärme abgeben, um eine oberflächliche Wasserschicht merklich zu erwärmen. Von dem Eingreifen der Verdunstung wird gleich ausführlicher die Rede sein.

3. Die tägliche Periode der Oberflächentemperatur.

Die geringe Amplitude der täglichen Erwärmung der Meeresoberfläche ist schon Al. v. Humboldt[4]) nicht entgangen: in den tropischen Meeren fand er den Temperaturunterschied um Mittag und Mitternacht zu 0.76°; die extremen Werte betrugen dabei 0.2° und 1.2°. Sehr viel geringer wäre nach Alex. Buchan die Amplitude nach 4jährigen Beobachtungen (1859—1863) des Kapitäns Thomas in den Gewässern um Schottland, nämlich nur 0.17°; das tägliche Minimum, durchschnittlich 0.09° unter dem Mittel, trat um 6 Uhr morgens, das Maximum mit 0.07°

---

[1]) Dr. Max Groll, Der Öschinensee (Dissertation). Bern 1904, S. 46.
[2]) Hann, Lehrbuch d. Met. (1901) S. 303.
[3]) Petermanns Mitt., Ergänzungsheft 109, 1893, S. 12—15.
[4]) Relation histor. Bd. 3, Paris 1816, p. 523.

zwischen 3 und 4 Uhr nachmittags ein, die Mitteltemperatur wurde um 11 Uhr vormittags und kurz vor 2 Uhr nachts durchlaufen. Das wertvollste Material hat die Challengerexpedition mit ihren alle 2 Stunden ausgeführten Beobachtungen beigebracht; es ist ebenfalls von Alex. Buchan[1]) übersichtlich bearbeitet worden. Leider sind dabei die störenden Einflüsse des Übergangs in verschieden temperierte Meeresströmungen nicht ausgeschaltet worden und darum manche der berechneten 5tägigen Mittel arg entstellt. Immerhin sind die Mittelzahlen für größere Gebiete von Wert: die Amplitude aller Beobachtungstage nahe am Äquator im Atlantischen und Pazifischen Ozean ist darnach = 0.40°, die des Nord- und Südatlantischen Ozeans jenseits 10° N. und S. B. = 0.44°, der hohen Südbreiten des Indischen Ozeans (60° S. B.) nur = 0.11°; des Nordpazifischen Ozeans = 0.56°, des Südpazifischen = 0.50°, diese beiden wieder außerhalb der Äquatorialzone verstanden. Ich habe, um den rein ozeanischen Gang der täglichen Periode zu verdeutlichen, drei Gruppen von Pentadenwerten zusammengefaßt, von denen die erste nordpazifische 30 Tage (vom 22. Juni bis 21. Juli 1875) auf der Fahrt des Challenger zwischen 32° und 35° N. und 161° O. bis 155° W. L., die zweite südpazifische ebenfalls 30 Tage (vom 14. Oktober bis 12. November 1875) entlang 38° S. zwischen 133° und 87° W. L. umfaßt. Eine dritte Reihe aus dem Nordatlantischen Ozean (30 Tage vom 10. Februar bis 10. März 1873) bezieht sich auf die Fahrt von den Kanarischen Inseln nach St. Thomas (vergl. die graphische Darstellung Fig. 52 S. 384).

Täglicher Gang der Oberflächentemperatur im offenen Ozean.

	2a	4a	6a	8a	10a	12m	2p	4p	6p	8p	10p	12n
I	0.18	**0.28**	0.19	0.17	0.04	**0.14**	**0.32**	**0.29**	**0.22**	**0.10**	0.07	0.13
II	0.06	0.10	0.13	0.17	0.04	**0.12**	**0.26**	**0.26**	**0.14**	**0.02**	0.06	0.06
III	0.23	0.27	0.23	**0.02**	**0.27**	**0.30**	**0.28**	**0.20**	**0.14**	**0.00**	0.18	0.20
Mittel	0.16	0.19	0.19	0.12	0.06	**0.19**	**0.29**	**0.25**	**0.17**	**0.04**	0.10	0.13

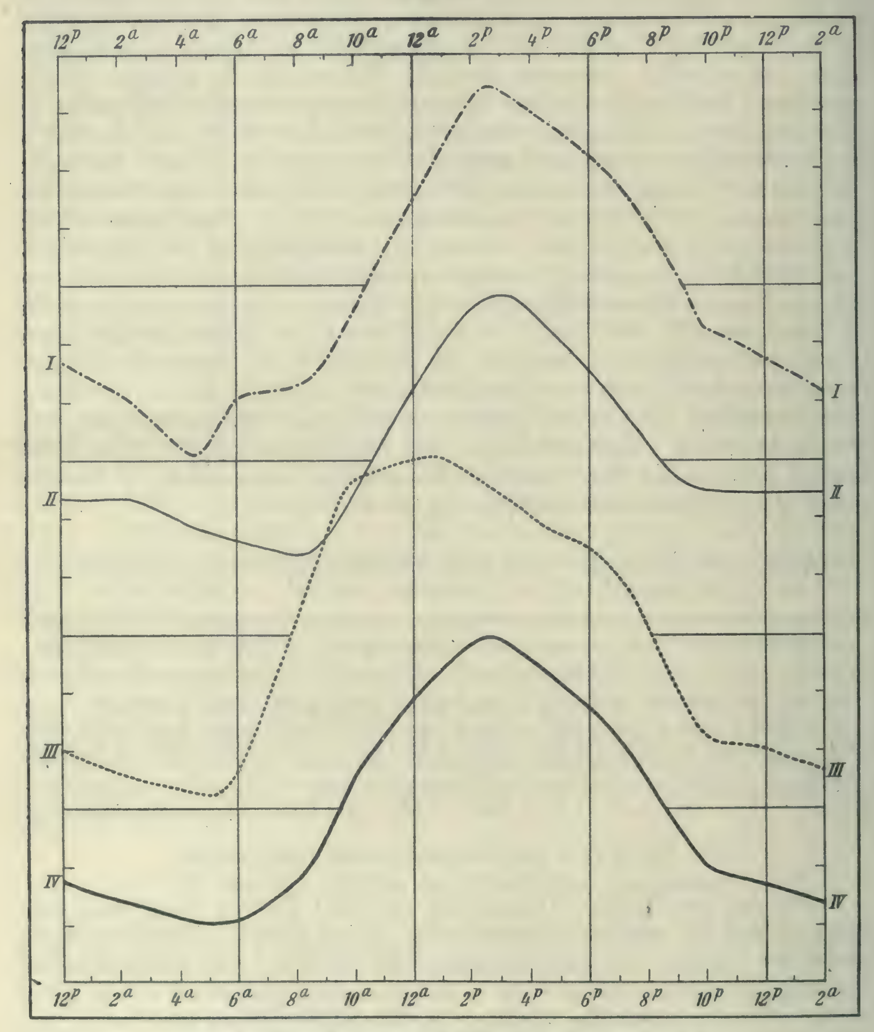
Die Werte über dem Tagesmittel sind fett gedruckt.

Aus der graphischen Darstellung der vier Kurven kann man entnehmen, daß die tägliche Amplitude für den offenen Ozean (90 Tage) nur 0.50° betrug; im Nordpazifischen war sie 0.61°, im Südpazifischen 0.44°, im Nordatlantischen 0.59°. Die höchste Temperatur wurde dabei um 2½ Uhr nachmittags erreicht; im Nordatlantischen aber schon um 1 Uhr. Das Temperaturminimum trat im Mittel um 5 Uhr früh ein, im Südpazifischen Gebiet aber erst um 8 Uhr. Das Tagesmittel wurde um 9½ vormittags und 8½ abends durchlaufen, die Temperatur befand sich also 11 Stunden über, 13 unter ihrem Mittelwert. Doch passiert die Kurve diesen am Vormittag auf der Nordatlantischen Strecke schon kurz vor 8, auf den beiden Pazifischen etwas nach 10½ Uhr. Von abends 10 bis

[1]) Challenger Reports, Physics a. Chem. Bd. 2, Teil 5, p. 5.

morgens 6 Uhr ist der Temperaturabfall nur gering. Alle diese Werte können nur angenähert als typisch gelten, und bei der Kleinheit der ganzen Amplitude wird es immer Schwierigkeiten haben, die charakteristischen Punkte

Fig. 52.



Täglicher Gang der Oberflächentemperatur im offenen Ozean.
I im Nordpazifischen, *II* Südpazifischen, *III* Nordatlantischen Ozean, *IV* Mittel aus *I*, *II*, *III*.

der Kurve festzulegen. So muß einstweilen auch der von H. N. Dickson für die britischen Küstengewässer als bewährt bezeichneten Regel, das Mittel aus den beiden Beobachtungen um Sonnenaufgang und 4 Uhr nachmittags als Tagesmittel zu nehmen, allgemeine Gültigkeit vorenthalten werden, wie schon ein Blick auf Fig. 52 erweist. — Die in allen

Einzelheiten veröffentlichten Beobachtungen der Challenger- und der Gazelleexpedition würden noch eine weitere Untersuchung in der Hinsicht gestatten, wie das herrschende Wetter den Gang der täglichen Temperaturkurve beeinflußt. Auf Grund einer wohl nicht ganz ausreichenden Zahl von Beobachtungstagen auf seiner Segelschiffsreise 1891—1892 hat Gerh. Schott[1]) für das tropisch erwärmte Oberflächenwasser die Beziehungen zur Bewölkung und Luftbewegung untersucht. Jede Gruppe enthielt 10 bis 15 Beobachtungstage und ergab folgende Amplituden:

	Mittel	Max.	Min.
1. Bei mäßiger bis frischer Brise:			
a) mit bedecktem Himmel	0.39°	0.6°	0.0°
b) mit fast klarem oder wolkenlosem Himmel .	0.71°	1.1°	0.3°
2. Bei Windstille oder ganz flauem Luftzug:			
c) mit bedecktem Himmel	0.93°	1.4°	0.6°
d) mit fast klarem oder wolkenlosem Himmel .	1.59°	1.9°	1.2°

Bei einer auffallend hohen Gesamtamplitude von 0.90° zeigt sich durchschnittlich bei energischer Luftbewegung ein Rückgang auf 0.55°, bei flauem Wind aber ein Wachsen auf 1.26°, also auf mehr als das Doppelte, sobald man von der Bewölkung absieht. Nimmt man umgekehrt keine Rücksicht auf den Wind, so ist die tägliche Schwankung an stark bewölkten Tagen 0.66°, an klaren 1.15°. Die vorher erwähnte Wirkung des Windes, der mit seinen Wellen die oberen, wärmeren, mit den tieferen, kühleren, Schichten ergiebig durcheinander mischt und auch die Verdunstung fördert, kommt in diesen Zahlen vortrefflich zum Ausdruck. Schott fand das Minimum der Temperatur meistens früh 4 Uhr, das Maximum nachmittags zwischen 12 und 4 Uhr, und zwar bei frischem Wind oft genau um Mittag, sonst um so mehr verspätet, als die Windstärke geringer war, so daß es sich bei Windstille oft erst um 4 Uhr nachmittags einstellte.

Neuere Messungen in den britischen Küstengewässern hat H. N. Dickson[2]) ausführlich bearbeitet; sie erstreckten sich bei einzelnen Stationen auf 18 Jahre und mehr, und erfolgten täglich zweimal, früh um Sonnenaufgang und nachmittags 4 Uhr, durch alle Monate. Die an der Westseite, gegen den Atlantischen Ozean hin, frei exponierten 18 Stationen hatten darnach im Durchschnitt eine tägliche Amplitude von 0.39°, 3 Stationen der Nordseeküste 0.44°, ebensoviel 4 Stationen am Irischen Kanal. — Bemerkenswert ist ein hierbei zum ersten Male erkannter Unterschied der Amplitude in den Jahreszeiten: in den Winter- und den Sommermonaten ist die tägliche Temperaturkurve flach, dagegen im Frühling und Herbst stärker bewegt. Doch sind auch Abweichungen von dieser Regel nicht selten, wobei dann die Juni- oder Juliamplitude den größten Betrag zeigt. Dieses Verhalten bedarf noch näherer Untersuchung, wie auch die Wahrnehmung Dicksons, daß seewärts von den Küsten die Amplitude allgemein kleiner wird: sie hat im Süden der Britischen Inseln 0.28°, bei den Orkney- und Shetlandinseln nur 0.11° bis 0.17°. Das letztere

[1]) Petermanns Mitt. Ergänzungsheft 109, 1903, S. 11.
[2]) Quart. Journ. R. Met. Soc. Bd. 25, 1899, p. 293 f.

würde zu den Beobachtungen Mohns auf der norwegischen Nordmeer-expedition passen, der die Amplitude zwischen Island und Norwegen zu 0.11° fand, sie allerdings im warmen Strom westlich von den Lofoten bis auf 0.68° anwachsen sah und im kalten Gebiet bei Jan Mayen noch 0.61°, in der Barentssee 0.51°, in der Adventbai Spitzbergens 0.37° beobachtete. Im übrigen läßt sich über geographische Unterschiede dieser täglichen Periode zur Zeit nichts Wesentliches hinzufügen.

4. Beziehungen zwischen der Luft- und Wassertemperatur.

Vergleicht man den täglichen Gang der Lufttemperatur mit dem Temperaturgang der Meeresoberfläche, so zeigt sich nach den übereinstimmenden Untersuchungen von Mohn und Hann eine entschiedene Unabhängigkeit beider voneinander. Indem Hann[1]) aus dem Material der Challengerexpedition Mittelwerte benutzte, die Buchan aus den 126 Tage umfassenden parallelen Beobachtungen im Nordatlantischen Ozean gebildet, erhielt er nach rechnerischer Ausgleichung der Zahlen folgende Temperaturen und Differenzen:

Zeit	1^a	3^a	5^a	7^a	9^a	11^a	1^p	3^p	5^p	7^p	9^p	11^p
Wasser	19.8	19.7	19.8	19.8	20.0	20.1	20.1	20.2	20.1	20.0	19.9	19.8
Luft	18.9	18.9	19.0	19.2	19.6	20.2	20.6	20.6	20.3	19.7	19.3	19.0
Diff.	0.9	0.8	0.8	0.6	0.4	—0.1	—0.5	—0.4	—0.2	0.3	0.6	0.8

Man sieht, wie während der Nacht das Wasser erheblich wärmer ist, als die Luft (um 1^a : 0.9°), bei Tag aber die Luft nur wenig wärmer wird, als die Meeresoberfläche (der Überschuß um 1^p ist nur: 0.5°). Das Maximum der Lufttemperatur tritt eine Stunde früher ein, als im Wasser. Der Vergleich dieser Zahlen mit unseren Kurven (Fig. 52, Kurve III) wird uns freilich vor einer Verallgemeinerung warnen.

Eine Tatsache von größter Bedeutung ist aber aus den Parallelwerten der Tabelle sofort ersichtlich: die Meeresoberfläche ist im allgemeinen wärmer, als die darüber liegende Luft. Die zugehörigen Mittelwerte sind für den ganzen Tag 19.95° und 19.61°, ergeben also einen Überschuß von 0.34° zu Gunsten des Wassers. Diese allgemeine Regel hat ebenfalls Humboldt[2]) schon auf seiner Fahrt nach Südamerika erkannt; „der gewöhnlichste Zustand des Ozeans," sagt er, „vom Äquator bis 48° N. und S. B. ist der, daß die Meeresoberfläche wärmer ist, als die darauf ruhende Atmosphäre." Gewiß ist der Unterschied nur gering und übersteigt das für den Nordatlantischen Ozean angegebene Maß nur selten und aus besonderen örtlichen Ursachen. Nach der umfassenden Darstellung, die W. Köppen[3]) nach dem vorhandenen

[1]) Lehrb. d. Met. (1891) S. 61. Buchans Zahlen beziehen sich auf die Zeit vom März bis August 1873 und April-Mai 1876, und eine mittlere geogr. Breite von 30° N.

[2]) Relation historique Bd. 3, p. 523.

[3]) Ann. d. Hydr. 1890, S. 445—454.

gedruckten und handschriftlichen Material der Seewarte von diesem Problem gegeben hat, ist für den Nordatlantischen Ozean zwischen 20° und 50° N. B., 10° bis 40° W. L. der Überschuß der Wassertemperatur im Jahresmittel = 0.24°, für die tropischen Breiten zwischen 20° N. und 10° S. unter gleichen Längen = 0.22°, und im Indischen Ozean zwischen 15° N. und 15° S. B. = 0.2°, südlich davon zwischen 15° und 35° S. B. = 0.3°. Nach Dickson ist das Meerwasser in der Nähe der ostenglischen Küste im Jahresdurchschnitt nur 0.11° wärmer, dagegen nordwestlich von Schottland um 1.06° (im November 1.94°; dagegen im Juli kälter als die Luft um 0.33°). Nach Mohn ist im Sommer die Meeresoberfläche zwischen Island und Norwegen um 0.76° wärmer als die Luft, im warmen Strom westwärts von den Lofoten aber nur um 0.23°; im Winter würde die Differenz sicherlich höher befunden worden sein. Denn sonst wächst in den höheren Breiten dieser Überschuß im Bereiche warmer Meeresströmungen, während die Gebiete der kalten Ströme ein abweichendes Verhalten zeigen. So ist nach dem Material der Deutschen Seewarte mitten im Nordatlantischen Ozean zwischen 40° und 50° N., 35° und 45° W., also über der Golfstromtrift die Meeresoberfläche im Jahresmittel um 1.4° wärmer; den gleichen Betrag erhält Köppen für den Bereich des Agulhasstroms südlich vom Kapland (35° bis 40° S., 20° bis 35° O.). Zu extremen Werten kommt es dabei im Winter: im erwähnten Golfstromgebiet auf 3.1° im Februar, im Agulhasstrom auf ebenfalls 3.1° im August. Im Sommer aber ist auch im Golfstromgebiet die Luft höher erwärmt als die Meeresoberfläche, nämlich im Juni und Juli um 0.2°, während im Agulhasstrom die Luft immer kühler bleibt, wenn auch nur 0.4° im November. Für das Mittelländische Meer hat J. Hann[1]) nach deutschen von der Seewarte veröffentlichten Beobachtungen das Wasser um 0.3° im Jahresmittel wärmer gefunden, als die Luft. In den Wintermonaten erhebt sich dieser Unterschied auf mehr als 1° (im Dezember 1.7°, Januar 1.5°), dagegen ist im Sommer das Meer etwas kälter als die Luft, am meisten im Juli mit 0.7°, aber auch im Mai schon beträchtlich (0.5°).

Im Mittelmeer vor Algier ergaben ältere 5jährige Beobachtungen nach Aimé[2]) einen Überschuß der Wassertemperatur über die der Luft von 0.2° im Jahresdurchschnitt; doch bestanden starke jahreszeitliche Unterschiede: im Frühling und Sommer war das Wasser um 0.8° kälter, im Herbst um 0.6°, im Winter um 2.0° wärmer, als die Luft. —

Im eigentlichen Floridastrom kann es im Winter, wenn starke Nordwestwinde die eisige Luft des nordamerikanischen Festlands aufs Meer hinausführen, zu ganz auffallenden Erscheinungen kommen, wenn das Wasser bis 15°, ja 19° wärmer ist, als die winterliche Luft darüber. Das Golfstromwasser, auch im Januar 20° und höher erwärmt, dampft alsdann, es erheben sich Dampfsäulen, die bis in die Wolken reichen und Wasserhosen gleich erscheinen[3]). Unter Umständen bleibt sogar die Lufttemperatur dabei unter 0°, und dann gefrieren die Wasserdämpfe zu Staubschnee, wie er sonst unter dem Namen des Frostrauchs über Waken im Eise in allen nordischen Gegenden, bei kaltem

[1]) Met. Zeitschr. 1906, S. 316 nach Ann. d. Hydr. 1905, Beilageheft. — Für das Adriatische Meer vergl. A. Gavazzi in Rivista Geogr. Italiana 4, 1897, fasc. 5/6 (auch Petermanns Mitt. 1898, Lit. Ber. 613).

[2]) Exploration de l'Algérie Physique générale. Bd. 1, Paris 1845, p. 116.

[3]) Beispiele aus den Schiffstagebüchern der Seewarte bei Köppen a. a. O. S. 446.

Winterwetter auch am Strande norwegischer Fjorde öfter beschrieben, und auch an der Kieler Föhrde einigemal von mir beobachtet ist.

Über kalten Meeresströmen bleibt die Luft während vieler Monate des Jahrs wärmer, als das Wasser, was im Sommer aus den Polarmeeren häufig berichtet wird: Mohn fand im kalten Strom bei Jan Mayen die Luft um 1.13°, in der Barentssee um 0.49° während der Sommermonate wärmer. Dasselbe ist der Fall östlich von der Neufundlandbank (40° bis 50° N., 45° bis 50° W.) dauernd von April bis September (beide Monate eingeschlossen), im Mai ist die Luft 1.4°, im Juni und Juli 1.2° wärmer als die Meeresoberfläche, während im Winter wieder letztere wärmer ist (so im Januar um 1.9°). In den höheren Breiten südlich vom Agulhasstrom (40° bis 45° S., 25° bis 60° O.) ist dauernd das Meer kälter, im Jahresdurchschnitt um 0.4°, im Dezember um 0.9°, nur im Südwinter etwas wärmer (im Mai und Juli). Extreme Fälle liefern hier wieder Küstengebiete mit aus der Tiefe aufquellendem, kaltem Wasser, namentlich an den Westküsten Afrikas und Amerikas, wovon später die Rede sein wird. Auch im offenen Tropenozean gibt es Gebiete, wo dauernd die Lufttemperatur höher ist: so im Atlantischen Ozean zwischen 0° und 4° S. B., 15° bis 25° W. L., wo die Oberflächentemperatur im Jahresdurchschnitt um 0.2° niedriger bleibt, als die der Luft, nur im April ist das Wasser um 0.3° wärmer, im Mai und Juni sind beide gleich, im August aber ist die Luft um 0.4° wärmer, im Dezember sogar um 0.6°, trotz der extremen Sonnenstände. Auch hier ist aufquellendes Wasser beteiligt, ebenso in den ähnlichen Fällen des äquatornahen pazifischen Gebiets westwärts von den Galápagosinseln.

Ein merkwürdiges Verhalten zeigen, wie Köppen zuerst erkannt und Carl Seemann[1]) näher ausgeführt hat, die Gewässer des Australasiatischen Mittelmeers mit den nächstliegenden Grenzgebieten des tropisch warmen Pazifischen Ozeans: hier ist im August und November die Meeresoberfläche auf 28° bis 29° und höher erwärmt, während die Lufttemperatur namentlich entlang den Küsten erheblich, stellenweise 2° bis 3° darunter bleibt. Seemann hat das auf die im Spätsommer und Herbst herrschenden Meeresströmungen und zugleich auf die auskühlende Wirkung der Monsunregen auf die untersten Luftschichten zurückgeführt.

5. Das Eindringen der Wärme in die Tiefe.

Über die Tiefe, bis zu der die tägliche Periode der Wassertemperatur vordringt, liegen nur sehr wenige Untersuchungen vor. Auch hier hat Aimé[2]) als Bahnbrecher gewirkt, leider ohne gleich beharrliche Nachfolger zu finden. Er leitete zwei Reihen von Beobachtungen ein, wobei er von Meter zu Meter Tiefe die Temperaturen verglich; die erste Reihe zwischen Sonnenaufgang und Sonnenuntergang sollte die Einstrahlung bei Tage, die zweite zwischen Sonnenuntergang und -aufgang die nächtliche Ausstrahlung feststellen. Er beobachtete nur bei ruhigem Wetter, um die störenden Mischungen der Wasserschichten durch den Seegang auszu-

---

[1]) Ann. d. Hydr. 1892, S. 57—63.
[2]) A. a. O. 117—121.

schalten. Er erhielt so aber nur 11 brauchbare Serien für die Nacht, 17 für den Tag (zwischen März und August 1844), was natürlich noch nicht ausreicht, um den Gang der Erwärmung und Abkühlung genauer zu verfolgen. Aimé fand die größte Tiefe, bis zu der sich nächtliche Auskühlung bemerkbar machte, im Mittel zu 19 m; für die tägliche Erwärmung aber nur 17 m im Mittel, jedoch für Juli und August höhere Werte (bis 25 m bei unbewölktem Himmel). Ich setze zwei Beobachtungsreihen hier ein.

1. Nächtliche Abkühlung (April 1844)

Tiefe m	Temperatur abends	Temperatur morgens	Differenz
0	15.1°	14.6°	0.5°
2	15.1	14.6	0.5
4	15.0	14.5	0.5
6	14.8	14.5	0.3
10	14.6	14.4	0.2
14	14.4	14.3	0.1
18	14.3	14.3	0.0
22	14.3	14.2	0.1

2. Tageserwärmung (Juli 1844)

Tiefe m	Temperatur morgens	Temperatur abends	Differenz
0	22.2°	23.6°	1.4°
1	21.0	23.0	2.0
10	19.0	20.0	1.0
15	18.5	19.0	0.5
20	18.2	18.6	0.4
25	17.8	18.0	0.2
30	17.6	17.5	—0.1

Aimé macht weiter darauf aufmerksam, daß nach ruhigen, klaren Nächten häufig die Oberfläche am Morgen kühler war, als tiefere Schichten: so maß er am 17. Mai 1844 an der Oberfläche und in 1 m Tiefe 17.6°, in 2 m: 17.7°, in 3 m: 17.9°, in 4 m wieder 17.6°. In einzelnen Fällen betrug die Differenz in den obersten 3 m bis 0.4°. Leider ist die See vor Algier wegen des gelegentlich starken Zustroms von kaltem Wasser kein sehr günstiges Feld für solche Beobachtungen. Die Gegend östlich von Syrakus wäre dazu besser geeignet, sie bietet größere Ruhe und gleich erhebliche Meerestiefen in kurzem Abstande vom Lande.

Aimés Beobachtungen für die Tagesstunden beruhen auf der Voraussetzung, daß die Temperaturen den Tag hindurch stetig bis zum Abend in die Tiefen hinab fortschreiten. Das ist aber eine unbewiesene, ja unwahrscheinliche Annahme, wie aus den Beobachtungen von V. Hensen[1]) während der Planktonexpedition hervorgeht. Hensen bediente sich träger Thermometer, deren Hartgummihülse so stark bemessen war, daß sie sich in 25 Minuten auf die richtige Temperatur einstellten; diese selbst war auf 0.02° genau abzulesen. Da der Expeditionsdampfer während der Arbeiten im tropischen Ozean viele Stunden hindurch trieb, war es in 15 Fällen möglich, die Thermometer am Heck auszuhängen und den Gang der Wassertemperatur in 0.5, 4 und 8 m, später in 5.5 und 10.5 m zu verfolgen. Auch diese Beobachtungen geben noch kein durchaus klares Bild, lassen aber doch einige wichtige Tatsachen erkennen. Im ruhigen und sonnigen Wetter der Sargassosee stieg am 16. August 1889 (31° 8′ N., 48° 32′ W.) die Wassertemperatur von vormittags 9^{25} bis nachmittags 1^{10} in 0.5 m Tiefe um 0.22°, in 4 m um 0.30°, in 8 m um 0.27°. Es kamen auch stärkere Anstiege vor; so am 18. August in 0.5 m innerhalb 100 Minuten (von

[1]) Ergebnisse der Planktonexped. Bd. 1. B (Methodik), Kiel 1895, S. 121—127.

10^{5} bis 11^{45} vormittags) um 0.52°. An demselben Tage war darauf von vormittags 11^{45} bis abends 6^{25} der Gang ein anderer: nahe der Oberfläche in 0.5 m fand sich eine Erniedrigung um 0.20°, dagegen in 4 m noch ein Ansteigen um 0.08°, in 8 m um 0.12°. In den Abendstunden schreitet auch die Erniedrigung weiter in die Tiefe vor: am 4. September (5° 46′ N., 20° 16′ O. im Guineastrom) von 5^{18} bis 6^{15}p, also in fast einer Stunde, war in 0.5 m die Temperatur um 0.13°, in 5.5 m um 0.03°, in 10.5 m um 0.10° niedriger geworden. — Bemerkenswert ist aber das Verhalten bei bedecktem Himmel und Regenfällen. Am 22. August (in 27° 6′ N., 33° 18′ W.) war nach Regenschauern, die in anhaltenden Staubregen übergingen, von 8^{40} bis 10^{15} vormittags nicht nur in der Oberschicht, sondern auch in der Tiefe eine allgemeine Abnahme der Temperatur vorhanden: in 0.5 m um 0.10°, in 5.5 m um 0.14°, in 10.5 m um 0.07°. Oberflächen- und Lufttemperatur waren dabei übereinstimmend = 24.7°. — Als mittleres Maß des Temperaturwechsels aus allen seinen Beobachtungen findet Hensen für 0.5 m stündlich 0.070°, für 10.5 m stündlich 0.029°. In den einzelnen Fällen ergeben sich jedoch große Unterschiede; so ist der stündliche Zuwachs für den 16. August (s. o.) in 0.5 m = 0.058°, in 4 m = 0.079°, in 8 m = 0.071°; am 18. August in 0.5 m sogar 0.306°, aber in 4 m = 0.041°, in 8 m = 0.012°. Es ist keine Frage, daß hierbei die verschiedene Bewölkung des Himmels in den der Insolation vorangegangenen Morgen- und Nachtstunden von Bedeutung ist. Hensen verweist außerdem auf die senkrechten Bewegungen der Planktonorganismen, die bei Tage sinken, nachts aufsteigen, wenn er dieser Erscheinung auch kein großes Gewicht beilegen möchte. Sehr richtig aber bezeichnet er es als unerläßlich, diese täglichen Temperaturänderungen in den oberen Meeresschichten auf hoher See systematisch zu untersuchen, wenn es auch dabei nicht zu vermeiden sein wird, das Schiff 24 Stunden und länger frei treiben zu lassen. Es handelt sich eben „um den Urvorgang, von dem die weitere Verteilung der Wärme im Meere abhängig sein muß". Insbesondere empfiehlt er hierbei auch, die Temperaturen an der eigentlichen Meeresoberfläche genauer zu verfolgen, wozu die analogen Forschungen in Süßwasserseen inzwischen geeignete Thermometer[1]) geschaffen haben.

Bei der Spärlichkeit unmittelbarer Beobachtungen ist auch jeder indirekte Weg zur Aufhellung des Problems noch nützlich. Einen solchen hat Jos. Luksch versucht, indem er bei den Forschungsfahrten der Pola im östlichen Mittelmeer und Roten Meer die Reihentemperaturen, die auf einander nahegelegenen Stationen zu verschiedenen Tagesstunden genommen waren, miteinander verglich. Sein in dieser Beziehung reichhaltiges Material[2]) verdiente wohl eine sehr viel genauere Durcharbeitung. Luksch kam zu der Überzeugung, daß die täglichen Änderungen unter Umständen bis in 100 m Tiefe hinabreichten, wobei die Temperaturmaxima sich nach der Tiefe hin stetig verspäteten und in 100 m erst sogar des Morgens eintreten könnten; außerdem aber wollte er auch andere Ursachen (in Ge-

---

[1]) K. Schuh in Petermanns Mitt. 1901, S. 57.

[2]) Denkschr. Wiener Akad. Bd. 59, S. 67—72; Bd. 60, S. 114—118; Bd. 65, S. 403—409; Bd. 69, S. 376—378.

stalt horizontaler und vertikaler Strömungen) für die aufgefundenen Temperaturänderungen nicht ausschließen.

Zahlreiche Stationspaare lassen tatsächlich zwischen den frühen Morgen- und ersten Nachmittagsstunden eine kräftige Fortführung der Wärme nach Tiefen bis 70 m, in einigen Fällen noch in 100 m erkennen, wie folgende vier Reihen aus dem Roten Meer erweisen mögen.

Tiefe m	46 6^{30}a	47 2^{10}p	75 6^{20}a	76 8^{10}p	119 11^{7}a	120 3^{7}p	128 6^{37}a	129 3^{35}p
0	28.7°	29.5°	26.8°	27.9°	25.1°	25.9°	23.0°	23.2°
1	28.7	29.5	26.9	27.9	25.2	25.9	23.1	23.4
2	28.7	29.5	27.0	28.0	25.3	26.0	23.1	23.5
10	28.8	29.2	27.1	27.8	25.2	25.9	23.0	23.3
20	28.8	29.0	27.1	27.6	25.1	25.6	23.0	23.2
40	28.6	28.8	27.2	27.4	25.1	25.4	23.0	23.2
70	27.2	27.5	26.6	26.7	25.0	25.3	23.0	23.2
100	25.8	26.0	25.8	25.6	25.0	25.1	23.0	23.2
Abstand	25 Sm.		45 Sm.		27 Sm.		25 Sm.	
Datum	14. Nov. 1895		1. Dez. 1895		8. Jan. 1896		13. Jan. 1896	

Ein zweiter indirekter, aber noch weniger einwandfreier Weg wird sich aus der Analyse der Vorgänge ergeben, die überhaupt hier maßgebend sind und die wir nunmehr betrachten müssen: es kann sich auch hier nur um Leitung, Strahlung und Fortführung (Konvektion) der Wärme handeln.

Die Leitung der Wärme in die Tiefen hinein ist im Meere außerordentlich langsam. Wir haben jetzt genauere Rechnungen darüber von G. Wegemann[1]), die unter der Annahme ausgeführt sind, daß eine durchweg auf 0° temperierte Wassermasse von 5000 m Tiefe von der Oberfläche aus durch eine stetige Wärmequelle von 30° erwärmt werde und keine anderen Kräfte den Vorgang stören. Dann ist nach 100 Jahren in 100 m Tiefe noch kein nachweisbarer Bruchteil der Oberflächentemperatur angelangt, nach 1000 Jahren ist in 300 m noch nicht einmal der hundertste Teil der auf die Oberfläche wirkenden Wärme vorhanden, es braucht 10 000 Jahre, daß dieser kleine Bruchteil bis 1000 m vordringt, in 1 Million Jahre erreicht er 4900 m. In 100 m ist nach 1000 Jahren die Temperatur 7.3°, in 200 m erst 0.6°. Die Temperatur von 15° ist nach einem halben Jahre bis 1.3 m, nach 1 Jahr bis 1.85 m, nach 10 Jahren erst bis 5.8 m vorgerückt. Hieraus geht hervor, daß man die Leitung der Wärme von der Oberfläche nach der Tiefe bei der Untersuchung der täglichen und auch der jährlichen Periode völlig vernachlässigen darf und daß sie erst für geologische Zeiträume, wo es sich um Millionen von Jahren handelt, in Betracht kommen könnte.

Von der Wärmeleitung, die sich stets von einem Wasserteilchen zum nächsten vollzieht, ist die Wärmestrahlung wohl zu unter-

[1]) Wiss. Meeresuntersuchungen der Kgl. Komm. zur Unters. der deutschen Meere, Kiel 1905, Bd. 8, S. 137—143 und Ann. d. Hydr. 1905, S. 206 und 281.— Vergl. oben S. 280.

scheiden als eine Bewegung des alles durchdringenden Äthers, die also weder vor festen Körpern, noch vor dem luftleeren Raum haltmacht. Die moderne Physik behandelt die Wärmestrahlen also als Ätherwellen, die sich nur durch größere Wellenlänge und langsamere Schwingungsdauer von den sichtbaren Lichtstrahlen unterscheiden. Wie es durchsichtige und undurchsichtige Körper gibt, so auch für Wärmestrahlen leicht, schwer oder fast gar nicht durchgängige. Durchsichtige Körper sind auch nicht jedesmal zugleich diatherman, wie schon das Beispiel des Eises zeigt, das fast gar keine Wärmestrahlen hindurchläßt, wohl aber Lichtstrahlen; während Kochsalz ebenso durchsichtig wie diatherman ist. Wie die Lichtstrahlen werden die Wärmestrahlen in den verschiedenen Medien verschieden stark gebrochen, reflektiert oder absorbiert. Jeder Körper empfängt nicht nur Wärmestrahlen, sondern sendet auch solche selbst gegen seine Umgebung aus. Wenn man den Wärmeverlust durch Ausstrahlung äquivalent setzt der lebendigen Kraft der ausgesandten Wellen, und weiter annimmt, daß sich die lebendige Kraft der absorbierten Wellen im Innern des getroffenen Körpers ganz in Wärme verwandelt, so kommt man zum sogenannten Kirchhoffschen Satz, wonach das Verhältnis zwischen dem Emissionsvermögen und dem Absorptionsvermögen bei derselben Temperatur für alle Körper dasselbe ist. Leider ist unsere Kenntnis der numerischen Werte der Strahlungskonstanten allgemein noch sehr rückständig, und so wissen wir auch über die Strahlung der Wärme des reinen Wassers, wie bereits früher schon zu klagen war, nichts, von der des Seewassers ganz zu schweigen. Die Strahlungsfähigkeit des Wassers von seiner Oberfläche gegen die Luft wird von den Meteorologen ungefähr gleich der einer berußten Fläche angenommen[1]), ist also sehr beträchtlich, und auch die Strahlung gegen Wasser wird nicht zu vernachlässigen sein: eine an der Meeresoberfläche ausgebreitete hoch temperierte Schicht wird also nicht nur gegen die Atmosphäre ihre Wärme ausstrahlen, sondern auch in die Tiefe gegen die niedriger temperierten Schichten hin. Nicht minder aber wird in dem Falle, wo eine Schicht von hoher Temperatur über und unter sich Schichten von niedrigerer Temperatur besitzt (bei der später zu beschreibenden Mesothermie), ein Ausgleich durch Strahlung nach oben und unten hin eintreten. Über den thermischen Effekt dieser Strahlungen können wir leider nichts, nicht einmal über seine Größenordnung, aussagen.

Auch die Zufuhr der mit den Lichtstrahlen der Sonne vermittelten Wärme nach den verschiedenen Tiefen hin ist noch nicht in Maß und Zahl auszudrücken. Nach den berühmten Messungen von Langley ist die Wärmestrahlung des Sonnenlichts ungleich über das Spektrum verteilt, ihr Maximum aber liegt im Gelb (zwischen den Wellenlängen 550 und 600, vergl. S. 271 f.). Wie wir wissen, werden diese gelben Strahlen im Seewasser nur wenig geschwächt, also verhältnismäßig tief eindringen können. Nun ist aber die Wärmestrahlung auch im Ultrarot und darüber hinaus noch immer sehr bedeutend, mehr als im Ultraviolett. Wie ebenfalls schon früher bemerkt, absorbiert nun das Seewasser gerade die Strahlen größerer Wellenlänge sehr stark, was also den obersten Schichten vorzugs-

---

[1]) Met. Zeitschr. 1896, S. 153.

weise zu gute kommen muß. J. Hann ist der Meinung, daß sich nach Art der Rechnungen Hüfners für die Farbenmischung des in die Wassertiefen vordringenden Sonnenlichts (s. S. 273) auch die Wärmemischung angenähert ermitteln lassen werde. Ebenso wird auch ein Unterschied der diffusen (reflektierten) Strahlung hervortreten — alles Probleme, die noch völlig der Lösung harren.

Die vertikale Konvektion oder Fortführung der Wärme durch Transport der Wasserteilchen selber in eine anders temperierte Umgebung vermögen wir zur Zeit in ihren kausalen Zusammenhängen im Meere wenigstens qualitativ, wenn auch noch nicht quantitativ, zu zergliedern. Es handelt sich hier um die Vergrößerung des spezifischen Gewichts ($S_{4^0}^{t^0}$) durch Verdunstung, namentlich bei Tage, und durch Abkühlung bei Nacht an der Oberfläche, während die tieferen Schichten diese Gleichgewichtstörung zu beseitigen bestrebt sind. Verdunstung[1]) findet stetig von der Meeresoberfläche aus statt, sobald die relative Feuchtigkeit der Atmosphäre unter 100 Prozent liegt oder wenn nicht Regenfall oder Nebel herrscht. Brauchbare Bestimmungen der relativen Feuchtigkeit der Luft über den offenen Ozeanen haben wir erst in der neueren Zeit empfangen, wo die Aspirationspsychrometer Eingang fanden, denn die älteren Thermometeraufstellungen litten unter stark störender Strahlung vom Schiffsdeck oder den Segeln. Hier ist nun das Erstaunen allgemein, wie trocken die Luft schon in der Höhe von 3 bis 5 m über der Meeresoberfläche auf hoher See ist: Sättigungen von 80 bis 85 Prozent sind die Regel im Kalmengürtel und im Gebiet der Westwinde beider Hemisphären, 75 bis 80 in den Passaten. Für 84 auf hoher See im Nordatlantischen Ozean zugebrachte Segeltage des Challenger berechnet Buchan als Mittel 80 Prozent. In den Passaten kommen aber auch viel niedrigere Sättigungsgrade vor: westlich von Ascension fand ich selbst (am 12. September 1889 nachmittags 4 Uhr) nur 63 Prozent, Schott 1892 zwischen den Kanarischen und Kapverdischen Inseln als Mittelwert für 4 Tage nur 66 Prozent, Bidlingmaier in derselben Gegend einmal weniger als 50. Die tägliche Schwankung der Luftfeuchtigkeit ist nur gering und pflegt (nach Buchan) nicht $\pm$ 3 Prozente zu übersteigen, wobei das Minimum in die ersten Nachmittagsstunden, das Maximum in die letzten Nachtstunden fällt. Hieraus geht hervor, daß die Meeresoberfläche normalerweise stetiger Verdunstung ausgesetzt ist. Das hat zwei Folgen: erstlich wird dabei die von der Sonne zugeführte Wärme teilweise gebunden, zweitens wird der Salzgehalt erhöht. Beides vergrößert die Dichtigkeit der obersten Wasserschicht. Für tägliche Verdunstungshöhen in den tropisch warmen indischen Gewässern von mindestens 5 mm ergibt sich ein Verbrauch von rund 300 Kalorien (pro qcm), d. i. ungefähr die Hälfte der bei Tage zugestrahlten Sonnenwärme. Der Rest kann dann aber noch eine Wasserschicht von 3 bis 4 m Dicke um

---

[1]) Auf Grund allgemeiner Erwägungen über den Kreislauf des Wasserdampfes auf der Erdoberfläche kommt Brückner zu dem Satze, daß auf dem Ozean die jährliche Verdunstung größer ist als die Niederschlagsmenge, und zwar um den Betrag des jährlichen Wasserergusses der Flüsse ins Meer. Nach R. Fritzsche fallen 92 Prozent des entstehenden Wasserdampfes als Regen wieder auf den Meeresflächen nieder. Siehe R. Fritzsche, Niederschlag, Abfluß und Verdunstung. Inaug.-Diss. Halle 1906.

1° erwärmen, so daß trotz der Verdunstung ein Temperaturzuwachs auftritt. Bei Tage wird durchschnittlich 1/4 bis 1/3 mm in der Stunde Wasser verdunstet; nehmen wir für die oberste Schicht 1 mm Dicke, eine Temperatur von 26° und einen Salzgehalt von 35.0 Promille an, so würde der Salzgehalt am Ende der Stunde um 13 bis 16 Promille steigen, d. h. von einer anfänglichen Dichte = 1.023 auf nunmehr 1.033 bis 1.037, was dieses Wasser alsbald in die Tiefe sinken lassen müßte. Hierbei aber nimmt es seine Temperatur mit. Natürlich wird der Prozeß nicht in dieser Form vor sich gehen, sondern es wird ständig jedes durch Verdunstung auch nur ein wenig schwerer gewordene Wasserteilchen augenblicklich seinen Platz mit dem darunter liegenden noch unbeeinflußten Teilchen vertauschen[1]): die Dichtigkeit würde an der Oberfläche unter den genannten Annahmen in jeder Sekunde um 0.000 003 wachsen; für die Geschwindigkeit des Platzwechsels kommt dann noch die innere Reibung in Betracht. Der auf diese Weise hervorgerufene Wärmestrom wird stetig in die Tiefe fortschreiten, solange noch Teilchen vorhanden sind, deren Dichtigkeit kleiner ist. Die aufgestiegenen aber werden der Wärmequelle näher geführt und, wenn sie die Oberfläche erreichen und in den Bereich der Verdunstung eintreten, selbst einen Zuwachs ihrer Dichte erfahren und nunmehr abwärts sinken. Bei Nacht wird der Vorgang dadurch verändert, daß, neben der auch dann noch fortdauernden und unwesentlich abgeschwächten Verdunstung, die Sonnenstrahlung wegfällt und dafür eine Abkühlung der Oberfläche durch Ausstrahlung auftritt. Die kälter gewordenen Wasserteilchen werden ebenfalls in die Tiefe sinken und von darunter liegenden wärmeren ersetzt. Der gesamte Wärmeverlust der Oberfläche während der Nacht übersteigt kaum 1/3°, woran also beide Konvektionsquellen beteiligt sind. Die infolge der nächtlichen Verdunstung in die Tiefe sinkenden Oberflächenteilchen werden aber immer nur eine geringere Wärme in die Tiefe transportieren können, als am Tage. Wir werden die Grenze dieser nächtlichen Zirkulation in derjenigen Tiefe annehmen dürfen, wo dieselbe Dichtigkeit wie an der Oberfläche vorhanden ist. Es kann dann am Ende der Nacht eine mesotherme Anordnung Platz greifen (s. S. 389).

Bedeutsam greifen nun hierbei äußere Verhältnisse ein, zunächst die Witterungszustände. Regenfälle heben nicht nur die Verdunstung auf,

---

[1]) Berechnungen, wie sie Schott im Valdiviawerk (S. 183/4) ausführt, sind darum unzulässig. Er setzt beispielsweise für den Indischen Ozean westlich von den Niasinseln für das Oberflächenwasser einen normalen Salzgehalt von 34.0 Prom. bei 28.3° und läßt diesen durch Verdunstung steigen auf 36.0 Prom., was eine Dichtigkeit von 1,023·16 liefert. Nun hat er in der Tiefe einen Salzgehalt von 34.72 Prom., die Temperatur in 100 m = 26.6°, in 150 m = 15.3° beobachtet, und berechnet die entsprechenden Dichtigkeiten zu 1,022·73 und 1,025·72. Indem er interpoliert, findet er die Dichtigkeit des Oberflächenwassers (1,023·16) mit einer Temperatur von 25.2° in 110 m wieder und schließt: „in diesem Falle würde also der konvektive Wasseraustausch bis 110 m Tiefe reichen können", was dann genau zu der von ihm dort gefundenen Sprungschicht paßt. Das Oberflächenwasser kann aber nicht so lange an der Oberfläche bleiben, bis der Salzgehalt um volle 2 Prom. gestiegen ist, und kann, falls dies irgendwie geschehen und dann erst das Absinken eintreten sollte, auch nicht unten in 110 m mit einer um 3° niedrigeren Temperatur ankommen. Die ganze Berechnung beruht auf einer unklaren Auffassung von den in der Natur möglichen Vorgängen.

sondern kühlen die Oberfläche aus und, wenn sie andauern, verdünnen sie auch den Salzgehalt und schaffen eine mesotherme und mesohaline Schichtung. Ferner tritt die Wellenbewegung mischend auf, und gerade sie ist imstande, in größere Tiefen hinein Ausgleichung zu schaffen. Alle diese Prozesse aber haben ihren Ausgang von der Oberfläche und schwächen sich nach der Tiefe hin ab. Es ist leicht einzusehen, daß es ein Minimum von Dichtigkeitsunterschied und von Wellenwirkung geben wird, das die innere Reibung zwischen den Wasserteilchen nicht mehr überwindet, und dort wird das untere Niveau liegen, bis zu dem überhaupt die tägliche, wie die den Witterungsänderungen folgende unperiodische Temperaturschwankung hin wirkt. In den sommerlich durchwärmten Süßwasserseen kennzeichnet sich dieses Niveau als sogenannte Sprungschicht durch einen starken Abfall der Temperatur auf einem kleinen Tiefenabstand: in mitteleuropäischen Seen kann derselbe, meistens bei 11 bis 13 m Tiefe, 2° bis 3° auf 20 cm betragen[1]). In den Ozeanen verhindert der Seegang wohl ähnlich scharfe Grenzen; aber aus der Ostsee sind doch deutliche Beispiele bekannt geworden. Ich sah am 1. August 1893 im Fehmarnbelt[2]) die Temperatur von der Oberfläche bis 10 m gleichmäßig = 17.6°, sie nahm dann langsam ab bis 13.6° in 17 m, sodann jedoch auf 10.9° in 18 m. In der homohalinen Deckschicht östlich von Bornholm beobachtete F. L. Ekman am 25. Juli 1877 in 55° 23′ N., 16° 2′ O. folgende Temperaturschichtung[3]).

Tiefe	0	10	13	18	20	22.5	25 m
Temp.	15.7°	15.3°	14.8°	14.0°	8.0°	6.6°	5.0°

Der Salzgehalt war gleichmäßig 7.5 Promille und stieg erst bei 30 m auf 7.6. Die Messung in 20 m wurde dreimal wiederholt und ergab 8.0°, 13.7°, 9.8°, indem die Grenze zwischen den beiden Schichten von 14° und 8° so scharf war, daß der zu den Temperaturmessungen benutzte Wasserschöpfapparat bald mehr von der wärmeren, bald von der kälteren aufnahm. Bei den modernen Terminfahrten der internationalen Meeresforschung ist in der Danziger Bucht die sommerliche Sprungschicht noch tiefer, im August 1904 sogar erst etwas unter 40 m gefunden worden: an der Oberfläche waren 15.64°, in 5 m 15.49° und noch in 40 m 15.45°, erst in 50 m erfolgte eine Abnahme auf 11.20°; der Salzgehalt war homohalin bis 40 m = 7.20, und in 50 m = 7.25 Promille.

Nur in Meeresteilen ohne erhebliche Wellen- und Strombewegung wird man ähnlich scharf ausgeprägte Sprungschichten erwarten. G. Schott hat aus dem kleinen Mentawiebecken südwestlich von Sumatra zwei Beispiele aus tropischem Wasser von der Valdiviafahrt beigebracht, die hier eingefügt sein mögen.

Stat.	Breite	O. L.	Temperatur in m								
			0	25	50	75	100	125	150	175	200
185	3° 41′ S.	101° 0′	27.8°	27.0°	26.5°	26.5°	26.4°	19.2°	15.1°	12.6°	11.7°
190	0° 58′ N.	99° 43′	29.4°	28.3°	27.7°	27.5°	27.4°	19.7°	16.2°	13.0°	12.6°

[1]) Ed. Richter, Seenstudien, Wien 1897, S. 67.
[2]) Petermanns Mitt. 1895, S. 112.
[3]) Kgl. Svenska Vetenskabs-Akad. Handlingar, Bd. 25, Stockholm 1893, p. 134.

Der auf beiden Stationen sehr starke Temperaturabfall in 110 bis 125 m (um 7°) herrschte auch wenig abgeschwächt noch nordwestlich davon außerhalb der Mentawieinseln: die Sprungschicht beruht auch nicht bloß auf der täglichen Periode der Temperatur.

Unter den die Fortpflanzung der Wärme nach der Tiefe hin störenden Vorgängen sind die vertikalen Strombewegungen am wichtigsten: eine absteigende Bewegung schwächt die senkrechten Temperaturgradienten ab, verwischt also alles, was einer Sprungschicht ähnlich sehen könnte, während aufsteigende Bewegungen das kalte Wasser der Tiefen gegen die von der Sonne erwärmte Oberschicht drängen und so ausgeprägte Sprungschichten auftreten lassen, die dann aber verhältnismäßig nahe an der Oberfläche liegen. Der erste Fall tritt in den zentralen Teilen der großen Stromkreise zwischen 10° und 40° B. auf. So in der nordatlantischen Sargassosee, wo die Challengerexpedition (in 32° 18′ N., 65° 38′ W. unweit von Bermudas) eine außerordentlich gleichmäßige Abnahme der Temperatur von 20.0° an der Oberfläche auf 16.8° in 600 m, d. h. auf je 100 m nur 0.5°, feststellte, worauf für die nächsten 100 m der dreifach so hohe Gradient von 1.8° (in 700 m 15.0°) folgte. Ein solches Verhalten ist nur durch Mitwirkung eines langsamen mechanischen Transports erwärmter Wasserteilchen nach der Tiefe hin verständlich. An einer späteren Stelle, wo von den großen Vertikalzirkulationen im Ozean gesprochen wird, muß auf diese Prozesse näher eingegangen werden. Das gilt zwar auch für den zweiten Fall des aufsteigenden Wassers mit seiner der Oberfläche nahen schärfer erkennbaren Sprungschicht. Doch mag schon in diesem Zusammenhange hervorgehoben sein, daß hierbei zwei Formen der aufsteigenden Bewegung in Betracht kommen: das Auftriebwasser unter Land im Rücken starker Triftströmungen, und die ebenfalls als Zerrungseffekte im freien Ozean zu erklärenden Auftriebbewegungen entweder unter starken Kompensationsströmen (wie in den äquatorialen Gegenströmen) oder an Stellen, von denen Ströme nach verschiedenen entgegengesetzten Richtungen das Wasser hinwegziehen. Die nachstehende Tabelle enthält für den ersten Fall ein Beispiel aus dem Perustrom westlich von Payta nach Al. Agassiz (11. November 1904); für den zweiten aus dem Guineastrom, für den dritten aus dem atlantischen Südäquatorialstrom, beide nach der Challengerexpedition, und zwar sind die Temperaturen aus Kurven entnommen.

Stat.	B.	L.	Temperatur in m							
			0	10	20	30	40	50	60	70
4651	5° 42′ S.	83° 0′ W.	19.4°	19.4°	16.3°	16.0°	15.8°	15.6°	15.4°	15.2°
349	5° 28′ N.	14° 38′ „	28.6	28.5	28.3	23.3	20.0	17.8	16.5	15.8
346	2° 42′ S.	14° 41′ „	28.2	28.1	27.7	26.9	24.6	19.7	15.4	14.3

Im Perustrom (Station 4651) fällt die Temperatur zwischen 11 und 16 m um 2.7° (von 19.4 auf 16.7°), also 0.54° p. m. und alsdann nur ganz langsam weiter (0.02° p. m.). Im Guineastrom (Station 349) liegt der starke Abfall abwärts von 22 m bis 55 m mit 0.31° p. m., erst tiefer als 70 m nimmt der Gradient auf 0.04° p. m. ab. Im Südäquatorialstrom (Station 346) ist der

Abfall am stärksten zwischen 35 und 55 m mit 0.46° p. m., und von 70 m abwärts ermäßigt er sich auf 0.04°. In allen 3 Fällen ist das Gegendrängen des kalten Wassers aus der Tiefe nach oben hin sehr deutlich. Die Zunahme der Temperatur nach oben hin erfolgt dabei wohl ausschließlich durch Strahlung.

Schließlich mag auch noch eine sicherlich nicht starke, aber immerhin in gewissen Jahreszeiten nicht ganz gleichgültige, vertikale Verpflanzung der Wasserteilchen nach der Tiefe hin erwähnt sein, die mit den Wucherungen und dem Absterben des Planktons zusammenhängen dürfte. Nach den genaueren Untersuchungen der Kieler Planktologen ist in der westlichen Ostsee und auch im Mittelmeer zweimal im Jahr die Produktion des Meeres an Plankton erheblich gesteigert: im Frühling, wo gewöhnlich von Ende März ab bis zum Anfang Mai hin das Planktonvolum (durch Massenwucherung von *Chaetoceras*) mächtig ansteigt, um dann rasch abzufallen, sodann wieder im Herbst, wo Ende September bis Anfang Oktober ein zweites Maximum (dann aber durch *Sceletonema* und *Rhizosolenia*) auftritt, was ebenfalls mit einem raschen Absterben dieser kleinen Organismen endet. Bei diesem Massentod so gleichmäßig durch das Wasser verteilter vegetabilischer Lebewesen, deren Leichen und sperrige Skelette dann in die Tiefe sinken, dürften auch Wasserteilchen den tieferen Schichten zugeführt werden und eine Ausgleichung der Temperaturen, die im wesentlichen auf eine Erhöhung derselben in den Tiefen herauskommt, einleiten. Welcher Größenordnung im Vergleich zu den sonstigen vertikalen Fortpflanzungsvorgängen diesem (dem herbstlichen Laubfall ähnlichen) Transport von winzigen Leichen und Skeletten nach der Tiefe hin zukommt, ist allerdings zur Zeit unklar, ebenso auch, wieweit etwa für Ostsee und Mittelmeer nachweisbare Wirkungen auch auf den Ozean anzuwenden sind, von dessen Planktonverhältnissen wir noch allzu wenig wissen. Daß aber auch im Ozean ein dauerndes Absterben des Oberflächenplanktons erfolgt, geht aus den Bodenablagerungen hervor, in denen wir seine Reste finden. An Stellen, wo warme und kalte Ströme zusammentreffen, kommt es zu einem Massensterben, das in einer gewissen örtlichen Beschränkung ebenfalls vertikale Wassertransporte veranlaßt.

6. Die mittlere Temperatur der Meeresoberfläche.

Um die Verteilung der Temperaturen kartographisch übersichtlich zu machen, hat Al. von Humboldt 1817 das Hilfsmittel der Isothermen eingeführt, zunächst zur Darstellung der Lufttemperaturen. Ehe solche Linien gleicher Temperatur auch für die Meeresoberfläche entworfen werden konnten, mußte erst ein reichliches Material von Beobachtungen angehäuft und bearbeitet worden sein. Soweit ich sehe, hat derartige Karten erst Maury als Zugaben zu seinen Wind- und Stromkarten für den Atlantischen Ozean 1852 veröffentlicht[1]). Doch ist schon Heinrich Berghaus im Jahre 1840 sowohl mit einer Zeichnung des thermischen Äquators,

---

[1]) Eine verkleinerte Kopie dieser Isothermen hat E. E. Schmid, Lehrbuch d. Meteorol., Leipzig 1860, Atlas Taf. 2 bis 5 gegeben. Schmid klagt mit Recht über die Unübersichtlichkeit der mit vielfarbigen Ziffern und Linien vollgedruckten Blätter.

d. h. der Linie höchster Temperatur der Meeresoberfläche hervorgetreten, wie zugleich zur Berechnung von Mitteltemperaturen für jeden fünften Parallel im Atlantischen Ozean vorgeschritten[1]). August Petermann ist das Verdienst zuzuschreiben, außer dem thermischen Äquator in allen Ozeanen auch noch die charakteristische Isotherme von 70° Fahr. (oder 21.1° C.) auf der ersten Karte seines in London 1850 erschienenen Physikalischen Atlas eingetragen zu haben, da diese Isotherme nach einer damaligen Ansicht die Zone der riffbauenden Korallen polwärts begrenzen sollte. Petermann hat auch später diesem Gegenstande ein besonderes Interesse bewahrt. Im Jahre 1857 ließ er eine Karte des Pazifischen (oder, wie er wollte: Großen) Ozeans erscheinen, worin er den Ideen James D. Danas von der Bedeutung der niedrigsten Temperaturen für das Gedeihen der Riffkorallen einen kartographischen Ausdruck gab und die Isokrymen, d. h. die Linien gleicher Wassertemperatur des kältesten Monats, nicht nur konstruierte, sondern auch sehr eingehend mit Hinweis auf die ausschlaggebenden Strömungen erläuterte[2]). Als klassisch sind dann später[3]) seine Karten vom Golfstrom gefeiert worden, die zugleich den Standpunkt der thermometrischen Kenntnis des Nordatlantischen Ozeans und des anschließenden Landgebiets im Jahre 1870 veranschaulichen sollten, indem für die Meeresoberfläche die Isothermen des Juli und Januar (von 2° zu 2° R.) eingetragen waren. Für unser heutiges Studium haben wir ein vorzügliches Hilfsmittel in den Atlanten der Deutschen Seewarte zu ihren Segelhandbüchern für die drei Ozeane; es ist darin alles vorhandene Material, namentlich auch das in zahlreichen amtlichen Veröffentlichungen der britischen und niederländischen Behörden niedergelegte, neben den im Archiv der Seewarte selbst angesammelten, vorzüglichen deutschen Beobachtungen verwendet, um Karten für die Monate Februar, Mai, August und November (mit Isothermen für jeden Zentigrad) in sehr übersichtlicher Form herzustellen. Eine Karte des Jahresmittels der Oberflächentemperaturen hat G. Schott im Valdiviawerk wenigstens für den Atlantischen und Indischen Ozean veröffentlicht; sie beruht auf den genannten Atlanten der Seewarte. Eine Karte der Jahresisothermen für den Pazifischen Ozean mußte infolgedessen von mir selbst entworfen werden, da die sonst vorhandenen Darstellungen der ganzen Meeresoberfläche von A. Buchan[4]) und Herm. Berghaus[5]) nicht ausreichten.

Das Bild der Jahresisothermen der Meeresoberfläche zeigt einige sehr wichtige Merkmale. In den höheren Südbreiten verlaufen die Isothermen sehr nahe parallel mit den Breitengraden, doch schiebt sich die 0°-Linie in den Längen südlich vom Kapland von 40° W. bis 60° O. L. über den 60. Parallel nordwärts vor, wodurch diese Teile des Südatlantischen und Indischen Ozeans merklich kühler werden, als die Pazifischen unter gleicher Breite. Anscheinend handelt es sich um eine, in dieser sogenannten Bouvet-

---

[1]) Physikal. Handatlas, Gotha 1840, Hydrogr. Nr. 6.

[2]) Petermanns Mitt. 1857, S. 37—41 und Taf. 1.

[3]) Petermanns Mitt. 1870, S. 201 ff., Taf. 12 u. 13.

[4]) Chall. Reports. Summary of Results. Bd. II, Anhang, Taf. 2. Die Isothermen von 80° F. (26.67° C.) abwärts in Stufen von 5° F.

[5]) Physikal. Atlas Nr. 21 (1889). Es sind die Isothermen 0°, 4°, 10°, 16° 20°, 27° auf einer kleinen Nebenkarte gegeben.

gegend stärker als sonst nordwärts drängende, Zuführung eisreichen Wassers.

In den Tropengürteln kommt die allgemein herrschende Richtung der Meeresströmungen nicht minder deutlich zum Vorschein. Die großen Äquatorialströme drängen ihre warmen Gewässer gegen die Ostküsten der sich ihnen vorlegenden Kontinente und lassen sie auf beiden Hemisphären polwärts ausweichen, während im Rücken der Äquatorialströme kühleres Wasser aus höheren Breiten herangeführt wird. So geschieht es, daß die Isothermen des Atlantischen und Pazifischen Ozeans im allgemeinen das Bestreben zeigen, an der Westseite der Ozeane in beträchtlich höhere Breiten vorzudringen, als im Osten. So reicht im Pazifischen Ozean die 25°-Isotherme an der ostaustralischen Küste bis zum Wendekreise, an der südamerikanischen aber bis 3° S. B. und berührt beinahe die Galápagos, um dann erst westlich von 120° W. L. energisch von 5° nach 20° S. abzubiegen. Die nordpazifische Isotherme von 25° geht von der Südspitze Kaliforniens bei 140° W. L. bis auf 12° N. B. an den Äquator heran, erreicht hingegen östlich von den Liukiuinseln etwa 28° N. B. Im Südatlantischen Ozean geht dieselbe Isotherme von der Loangoküste (4° S.) nach Brasilien hinüber auf rund 20° S. B., während sie im Nordatlantischen Ozean in der Kapverdensee 13° N., östlich von Florida aber 31° N. erreicht. Auch im Indischen Ozean liegt sie im Meridian der Cocosinseln (97° O. L.) in 16° S. B., dagegen südwestlich von Madagaskar in 27° S. B.

Als wärmstes Gebiet des tropischen Ozeans erscheint zwischen 28° und 29° erwärmt ein zusammenhängender Streifen, der sich aus dem zentralen Indischen Ozean von 60° O. L. über die australasiatischen Gewässer hinweg zu beiden Seiten des Äquators in den westlichen Pazifischen Ozean bis 175° O. L. erstreckt, wo er eine Breitenzone von fast 20° beherrscht: er umfaßt ein Areal von 21 Millionen qkm; dazu kommt dann noch ein isoliertes kleines Gebiet von der Südwestküste Zentralamerikas und ein Teil des Roten Meeres, wodurch sich das Gesamtareal der über 28° erwärmten Meeresoberfläche auf 21.6 Millionen qkm erhöht, d. i. 6 Prozent der irdischen Wasserfläche. Im Atlantischen Ozean fehlen Gebiete von mehr als 28° Jahrestemperatur gänzlich, was einen wichtigen Unterschied gegen die anderen beiden Ozeane ausdrückt.

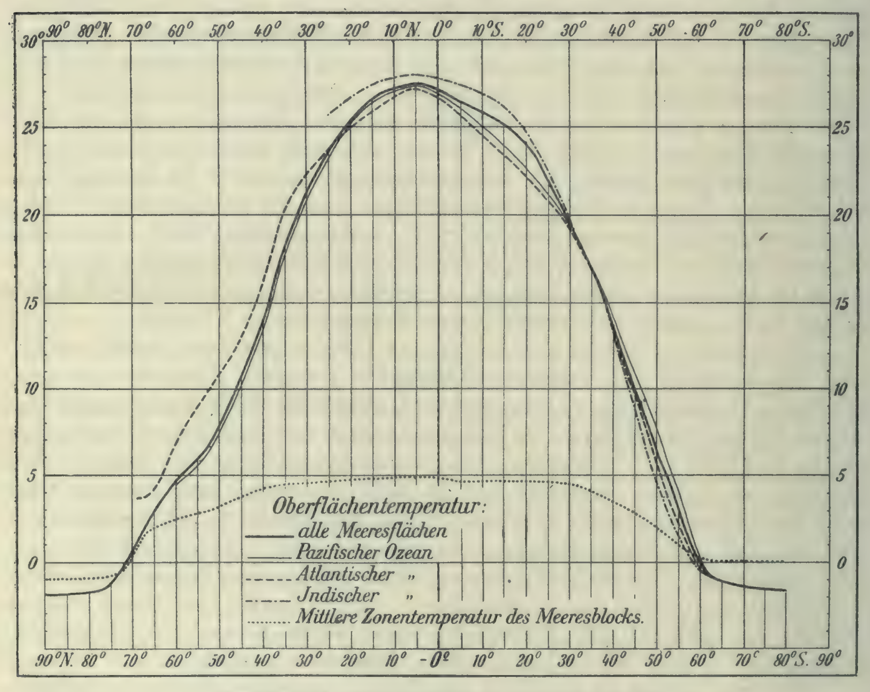
Sehr viel größer ist natürlich die Fläche von mehr als 25° im Jahresmittel: sie erreicht im Atlantischen 18.3, im Indischen 27.9, im Pazifischen aber 66.4 Millionen, also mehr als in den beiden anderen zusammen. Die großen tropischen Mittelmeere, das Andamanische und Rote Meer fügen noch 13.4 Millionen qkm hinzu, so daß die höher als 25° erwärmte Meeresoberfläche 126 Millionen qkm umfaßt oder 35 Prozent des Ganzen. Auch hierbei ist der Atlantische Ozean verhältnismäßig weniger beteiligt als der Indische oder Pazifische: von den Gesamtflächen sind über 25° erwärmt im Atlantischen nur 22.4, im Indischen 38.0, im Pazifischen aber 40.1 Prozent.

Messen wir nun auch noch die Flächen von mehr als 20°, so erhalten wir im Atlantischen Ozean 40.9, im Indischen 38.0, im Pazifischen 96.8, in den tropischen und subtropischen Nebenmeeren noch 15.9, also zusammen 191.6 Millionen qkm, was 53.1 Prozent, mehr als die Hälfte der ganzen Meeresoberfläche bedeutet. Im Atlantischen Ozean allein sind 50.1 Pro-

zent seiner Fläche, im Indischen 51.7 und im Pazifischen 58.4 auf mehr als 20° erwärmt, so daß auch hierin der Atlantische verhältnismäßig zurückbleibt, der Pazifische relativ voransteht.

Eine Karte der mittleren Jahrestemperaturen an der Oberfläche gestattet uns auch, die Mitteltemperaturen der einzelnen Zonen zu berechnen. Ich habe das zunächst für Streifen von 10° Breite durchgeführt und aus den erhaltenen Zonenmitteln auf graphischem Wege die jedem fünften Parallel zukommenden Mitteltemperaturen abgeleitet. Die folgenden Tabellen und die graphische Darstellung Fig. 53 enthalten das Ergebnis. Die Zahlen sind unter Beachtung unserer Zonenareale (S. 143) gewonnen.

Fig. 53.



Verteilung der Temperaturen nach Breitenzonen.

Die Genauigkeit der erlangten Mittelzahlen ist nicht nur abhängig von der Reichhaltigkeit des vorliegenden Materials, das wohl mit Ausnahme der hohen Südbreiten genügen dürfte, sondern vor allem von der Voraussetzung, daß das Mittel aus den 4 Monaten Februar, Mai, August und November das richtige Jahresmittel zu ersetzen vermöge. Da Schott diese Annahme nicht geprüft zu haben scheint (wenigstens spricht er sich darüber nicht aus), hielt ich einige Stichproben für unabweisbar, die mir denn auch die Überzeugung brachten, daß jenes Viermonatsmittel dem Jahresmittel genügend nahe komme, um es einstweilen zu ersetzen. Nicht zu gebrauchen sind dagegen Mittel aus August und Februar. Die bekannten Quadrathefte der deutschen Seewarte

Mittlere Temperatur der Oberfläche nach 10°-Zonen.

Zonen	Atlantischer Ozean	Indischer Ozean	Pazifischer Ozean	Ganzes Weltmeer
N. 90°—80°	—	—	—	— 1.70°
80°—70°	—	—	—	— 1.00
70°—60°	4.26°	—	—	3.14
60°—50°	8.94	—	5.74°	6.12
50°—40°	12.94	—	9.99	10.99
40°—30°	20.30	—	18.62	18.40
30°—20°	23.90	26.14°	23.38	23.74
20°—10°	25.60	27.23	26.42	26.49
N. 10°—0°	26.83	27.88	27.20	27.33
N. 90°—0°	20.10	27.50	22.20	19.20
S. 0°—10°	25.70	27.41	26.01	26.45
10°—20°	23.23	25.85	25.11	25.07
20°—30°	21.17	22.53	21.53	21.73
30°—40°	17.09	17.00	16.98	17.00
40°—50°	9.46	8.67	11.16	9.84
50°—60°	1.93	1.63	5.00	3.05
60°—70°	— 1.30	— 1.50	— 1.30	— 1.36
70°—80°	— 1.70	— 1.70	— 1.70	— 1.70
S 0°—80°	14.13	15.25	16.79	15.97
90° N—80° S	**16.91°**	**17.08°**	**19.10°**	**17.37°**

Breitentemperatur	
N. 90°:	— 1.7°
85°:	— 1.7
80°:	— 1.7
75°:	— 1.2
70°:	+ 0.7
65°:	3.1
60°:	4.8
55°:	6.1
50°:	7.9
45°:	10.8
40°:	14.1
35°:	18.3
30°:	21.3
25°:	23.7
20°:	25.4
15°:	26.6
10°:	27.2
N. 5°:	27.4
S. 0°:	27.1
5°:	26.4
10°:	25.8
15°:	25.1
20°:	24.0
25°:	22.0
30°:	19.5
35°:	17.0
40°:	13.3
45°:	9.9
50°:	6.4
55°:	3.1
60°:	0.0
65°:	— 1.2
70°:	— 1.3
75°:	— 1.7
S. 80°:	— 1.7

N.B. Die zweiten Dezimalen haben nur rechnerische Bedeutung [1]).

und des Meteorologischen Amts in London für den Atlantischen Ozean geben schon eine ausreichende Unterlage für eine genauere Prüfung. Ich finde für die vier Fünfgradfelder des Quadrats 147, in 40° bis 50° N. B., 20° bis 30° W. L. folgende zusammengehörige Mittelwerte.

[1]) Auf Grund von Arealmessungen, die Sir John Murray auf Buchans Karte der Oberflächentemperaturen ausgeführt, hatte ich im Jahre 1899 eine hypsographische Kurve entworfen, die als Mitteltemperatur der ganzen Meeresoberfläche 17.7° lieferte. Petermanns Mitt. 1899, Lit. Ber. 851.

	147[a] 40°—45° N. 20°—25° W.	147[b] 40°—45° N. 25°—30° W.	147[c] 45°—50° N. 20°—25° W.	147[d] 45°—50° N. 25°—30° W.
Jahresmittel	16.23°	16.81°	14.11°	14.22°
Viermonatsmittel . . .	16.12°	16.90°	14.15°	14.25°
August-Februarmittel . .	16.70°	17.60°	14.70°	14.80°

Das Viermonatsmittel $\frac{1}{4}$ (Februar + Mai + August + November) entfernt sich für den untersuchten nordatlantischen Meeresteil nur um ± 0.1° vom richtigen Mittel; dagegen ist das Zweimonatsmittel $\frac{1}{2}$ (Februar + August) durchweg um mehr als 0.5° zu hoch. — Für das Quadrat 3, 0° bis 10° N., 20° bis 30° W., insgesamt ist das wahre Jahresmittel 26.40°, das Viermonatsmittel 26.35°, das Zweimonatsmittel 26.00°. Das letztere ist also auch hier wieder unbrauchbar, das Viermonatsmittel viel besser. Ähnlich ist der Stand für die von Y. Wada[1]) veröffentlichten Beobachtungen in den japanischen Gewässern, wo für das Zweigradfeld südlich von der Bucht von Jokohama (34° bis 36° N., 138° bis 140° O.), das Mittel aus den 12 Monaten 17.90°, aus den 4 Monaten 18.05°, dagegen aus Februar bis August 19.05° liefert.

Die Zonen- und Hemisphärenmittel der Oberflächentemperaturen gestatten nun eine ganze Reihe von Folgerungen, die für die allgemeine Physik der Erdoberfläche bedeutsam sind.

Als mittlere Temperatur der untersten Luftschicht im Jahresmittel für die ganze Erdoberfläche wurden gewöhnlich nach R. Spitaler (1886) 15.1° angenommen; J. Hann[2]) hat kürzlich, neuere Untersuchungen von H. Mohn benutzend, diesen Wert auf 14.35° erniedrigt. Darnach wäre die Meeresoberfläche im ganzen um 3° wärmer. Der Unterschied steigt, wenn wir nicht, wie die Meteorologen pflegen, die Unebenheiten des Landes eliminieren durch Reduktion der Temperaturen auf den Meeresspiegel, sondern mit der sogenannten physischen Erdoberfläche rechnen. Diese erhält man in erster Annäherung, nachdem das Volum des Festlands, soweit es über den Meeresspiegel ragt, über die ganze Erdoberfläche gleichmäßig verteilt ist, nach H. Wagner in + 200 m Höhe über dem Meeresniveau. Eine Erhebung um 200 m erniedrigt aber die mittlere Jahrestemperatur um $2 \times 0.56° = 1.12°$. Hieraus wäre zu schließen, daß auf der physischen Erdoberfläche die Temperatur der untersten Luftschicht angenähert um 4° kälter ist, als die Temperatur der Meeresoberfläche.

Wie das Maximum der Lufttemperatur nicht mit dem Äquator zusammenfällt, sondern auf 10° N. B. (nach Spitaler sind die betreffenden Temperaturwerte 26.4° in 10° N. B. und 25.9° am Äquator, oder nach F. Hopfner[3]) 26.8° und 26.3°), so sehen wir auch auf der Meeresoberfläche die höchste Zonentemperatur in Nordbreite und das Maximum in etwa 7° N. B. (27.4°, gegen 27.1° am Äquator).

Die Mitteltemperatur der Oberfläche der nordhemisphärischen Meere

[1]) Bull. Centr. Met. Obs. Tokio 1904, II, p. 11. Die Tabelle gibt als Jahresmittel 17.5!

[2]) Met. Zeitschr. 1906, S. 48.

[3]) Petermanns Mitt. 1906, S. 33.

(19.20°) ist beträchtlich höher (um 2¼°), als die der südhemisphärischen (15.97°), was sich ebenfalls, obwohl abgeschwächt, im Gegensatz der Lufttemperaturen nördlich und südlich von der Linie widerspiegelt, denn nach Hann kommen auf die nördliche Hemisphäre 15.1°, auf die südliche nur 13.6°, also auf die letztere 1½° weniger. Um die Ursachen dieser Bevorzugung der Nordhalbkugel zu finden, betrachten wir die Zahlen der Tabelle S. 401 näher. Die Jahrestemperatur für alle Meeresflächen ist in den nördlichen Breiten ausnahmslos höher, als in den gleichen südlichen. Wenn wir von den hohen Breiten absehen, für die wir nur wenig sichere Werte besitzen, so erhalten wir folgende Differenzen der 10°-Zonen (Nord minus Süd):

Zone	0—10°	10—20°	20—30°	30—40°	40—50°	50—60°	60—70°
Differenz . .	0.88°	1.42°	2.01°	1.40°	1.15°	3.07°	4.50°

Aus der Kurve ergibt sich, daß diese Differenz vom Äquator ansteigt bis etwa 30° B. (mit 1.8°), dann abnimmt bis etwa 40° B. (0.8°), und dann um so stärker polwärts anwächst auf 4.8° in 60° B., endlich aber wieder abnimmt; in den höchsten Breiten folgt wieder ein Minimum (0.7° für 70°—80° B.). Hierbei ist der Nordpazifische Ozean stets, wenn auch wenig, unter dem Breitenmittel erwärmt; der Überschuß ist also polwärts von 30° Breite wesentlich dem Nordatlantischen zuzuschreiben und das Maximum bei 60° B. entschieden der sogen. Golfstromtrift mit ihrer Anhäufung tropisch warmen Wassers. Sehr hoch temperiert ist der Indische Ozean zwischen 25° N. und 25° S. B., während der Pazifische und noch mehr der Atlantische in diesen Breiten unter Mittel bleiben: auch hierbei aber sind noch durchweg die Nordbreiten höher temperiert. Nur ein Blick auf die herrschenden Meeresströmungen kann die Erklärung bieten: der Indische Ozean hat zwischen 10° S. und 25° N. B. eine in sich geschlossene Zirkulation ohne jede Zufuhr von kaltem Wasser aus hohen Nordbreiten. Auch der Nordpazifische Ozean empfängt nur aus seinen winterlich abgekühlten Randmeeren von Alaska bis Nippon hin spärliche Zufuhr von kaltem Wasser; wie das nordatlantische Stromsystem ist auch das nordpazifische zwischen 40° und 15° N. B. in sich geschlossen, und eine ergiebige Abkühlung wird ihm nur durch aufsteigendes Wasser (im Rücken der herrschenden Triften) zu teil, was aber örtlich beschränkt bleibt. Der Indische Ozean kennt innerhalb der Tropen diese Art von Abkühlung noch weniger; sie kommt nur für wenige Monate an den Küsten des Somalilands und Südarabiens in Betracht. Für den Atlantischen Ozean tritt dann noch die so folgenreiche Abspaltung erheblicher Teile des Südäquatorialstroms durch das in 7° S. vorspringende südamerikanische Festland dazu, wodurch dieses südhemisphärische Tropenwasser den Nordbreiten zugeführt, also den Südbreiten entzogen wird. Wenn man früher zu sagen pflegte, die Nordhemisphäre sei in Luft- und Wassertemperaturen wärmer, weil sie landreicher ist, als die südliche, so trifft das nicht ganz den wesentlichen Punkt: es ist die Konfiguration der Küstenumrisse, die den Umlauf der ozeanischen Gewässer auf der Nordhemisphäre besser zusammenhält als auf den weiten Flächen der Südbreiten, wo die Wasserteilchen doppelt bis dreifach so große Wege in höheren Breiten zu durchmessen haben, ehe sie wieder der tropischen Sonnenstrahlung zugeführt werden. In den hohen

Südbreiten macht sich dann die Fernwirkung antarktischer Vereisung mit ihren kühlen Schmelzwässern geltend. Wie die Kurven (Fig. 53) zeigen, trifft das mehr den Indischen und Südatlantischen, weniger den Pazifischen Ozean.

Wichtig und neu sind die Mitteltemperaturen für jeden der drei großen Ozeane: der Pazifische ist hiernach der wärmste (19.1°), der Atlantische der kälteste (16.9°). Es kommt hierin die grundverschiedene, aber durch die üblichen Merkatorkarten unterdrückte, Konfiguration der drei Ozeanbecken zum Ausdruck. Denn der Pazifische ist der recht eigentliche Tropenozean, von seiner Gesamtfläche liegen 3/5 zwischen 30° N. und 30° S. B. (genauer 59.5 Prozent), der Atlantische aber ist gerade in der Tropenzone eingeengt und besitzt darum innerhalb der genannten Breiten noch nicht die Hälfte (46.6 Prozent) seines Areals, so daß dann die außertropischen Flächen, insbesondere die der südhemisphärischen Breiten, die Mitteltemperatur verhältnismäßig herunterdrücken müssen. Übrigens hatte schon General von Tillo darauf hingewiesen, daß auch in den Lufttemperaturen über den drei Ozeanen ein ganz ähnlicher Unterschied besteht: die Lufttemperatur ist über dem Atlantischen Ozean ganze 2.6° niedriger, als über dem Pazifischen[1]).

Endlich haben wir in den Zonenmitteln noch die Unterlage für einen Versuch, die örtlichen Abweichungen je nach ihrem Vorzeichen zahlenmäßig festzustellen, also zur Konstruktion von thermischen Isanomalen zu schreiten. Mein Versuch nach dieser Richtung ist in der beistehenden Übersichtskarte (Fig. 54) niedergelegt. Zwar hat auch schon W. Köppen[2]) eine solche Karte entworfen, aber leider das Jahresmittel aus den Temperaturen für Februar und August berechnet, was wir als unzulässig erkannt haben, und sodann als Normaltemperaturen der Breitengrade nicht die aus seiner Karte der Jahrestemperaturen abzuleitenden eingeführt, sondern die infolge theoretischer Erwägungen von W. Zencker berechneten vorgezogen, die sich naturwidrig symmetrisch zum Äquator in beiden Hemisphären anordnen. So muß sein Bild denn auch vielfach von dem unserigen ganz Abweichendes bieten.

Am bemerkenswertesten ist wohl das große Gebiet positiver Wärmestörung, das die Westhälfte des Pazifischen Ozeans einnimmt und sich über das Australasiatische Mittelmeer hinweg westwärts über den halben Indischen Ozean in geschlossenem Zusammenhange bis in die Gegend des Agulhasstromes erstreckt. Gerade um die volle Größe dieses Areals zur Anschauung zu bringen, ist eine flächentreue Entwurfsart (Eckerts Onkoidprojektion) fur unsere Karte gewählt worden; eine Merkatorkarte läßt die Tropenräume immer zu klein erscheinen. Anderseits wiederum ist die Osthälfte des Pazifischen Ozeans zu kalt, ausgenommen die Gewässer vor Britisch-Columbia und vor Zentralamerika. Die negative Anomalie erreicht im kalten Auftriebwasser vor der Atacamaküste volle 7°. Der Atlantische Ozean ist schroffen Gegensätzen unterworfen. Ein sich aus dem südlichen Indischen Ozean von Australien nach Südwesten und über die Kerguelen- und Bouvetgegend nach Westen hinziehender Streifen zu

[1]) Comptes Rendus Ac. Paris 1887, Bd. 105, p. 863.

[2]) Ann. d. Hydr. 1898, S. 356, Taf. 9 und Petermanns Mitt. 1898, S. 258 u. Taf. 19. Die Isanomalen sind von 2 zu 2° entworfen.

Fig. 54.

Thermische Isanomalen der Meeresoberfläche.

kalten Wassers dringt in der Osthälfte des Südatlantischen Ozeans nordwärts vor, beherrscht noch die beiden Äquatorialströme (die nach Köppen zu warm sein sollen!) und reicht bis zur Straße von Gibraltar: vor der Küste von Südwestafrika geht die negative Anomalie bis etwas über 8°, an der nordafrikanischen etwas über 6°. Nur das Gebiet des Guineastromes erscheint schwach, das des Brasilienstromes mäßig positiv gestört. Dafür aber ist im Nordatlantischen Ozean ein großes Gebiet angeordnet, das die höchsten Stufen des Wärmeüberschusses an der Meeresoberfläche vorstellt. Das sogenannte Golfstromgebiet ist bis zu den Azoren hin um 4°, westlich von Irland bis 5.6° und im warmen Nordmeergebiet bis 5.3° wärmer, als den betreffenden Breiten zukommt. Dafür ist wieder das Gebiet des Labradorstromes bis zu 6° zu kalt, ähnlich sein südatlantisches Gegenstück, der Falklandstrom um 3.3° verkürzt. Wieweit eines der Hauptmerkmale der Karte, der Gegensatz zwischen dem zu kalten Südatlantischen und Südindischen Ozean im Streifen von 50° bis 60° S. B. gegen die gleichen Lagen des Südpazifischen, in der dargestellten Intensität (— 3.4° gegen + 2.7°) künftig bestehen bleiben wird, ist abzuwarten: der Gegensatz selbst erscheint auch schon bei Köppen. Von den Nebenmeeren sind die Europa bespülenden sämtlich zu warm, ebenso das Amerikanische Mittelmeer und die indischen Nebenmeere, dagegen sind die pazifischen negativ gestört, das Kalifornische Randmeer unbedeutend, um so stärker die ostasiatischen, das nördliche Japanische bis — 4.5°. Alle diese Charakterzüge sind aus den herrschenden Wasserbewegungen leicht verständlich.

7. Die jährliche Periode der Temperaturen.

Die vorige Darstellung bezog sich auf die mittleren Jahrestemperaturen der Oberfläche, also auf ein ganz abstraktes Merkmal. Wenn auch wochenlang die für eine bestimmte Gegend angesetzte Mitteltemperatur dort gefunden werden kann, so wird doch das angenommene Bild niemals gleichzeitig auch nur für kurze Zeit auf der ganzen Erdoberfläche herrschen: zur Veranschaulichung der wirklichen und gleichzeitigen Temperaturen muß man auf kürzere Zeiteinheiten zurückgehen und pflegt als solche die 12 Monate zu nehmen. Wenigstens geschieht das in den ausführlicheren Tabellenwerken der nautischen Behörden; für praktische Zwecke begnügt man sich meistens mit den vier Monaten Februar, Mai, August, November, wie wir bereits gesehen haben. Die oft erwähnten Atlanten der Deutschen Seewarte für die drei Ozeane beweisen, daß dies mit Erfolg geschehen kann. Dagegen war man früher zu bescheiden, wenn man sich allein mit den für die subtropischen und höheren Breiten extreme Zustände liefernden Bildern für August und Februar begnügte. Denn für den größten Teil der tropischen Wasserflächen sind Februar und August keineswegs bezeichnende Monate.

Es kann nun unmöglich unsere Aufgabe sein, für die verschiedenen Monate im Jahr die Anordnung der Oberflächentemperaturen im einzelnen und vollständig zu schildern; wir werden uns vielmehr darauf beschränken müssen, die charakteristischen Merkmale des Ganges dieser Temperaturen und ihrer örtlichen Unterschiede hervorzuheben. Wir untersuchen zu

diesem Zwecke zunächst die Termine für den Eintritt der höchsten und tiefsten Temperaturen, sodann die Größe der Spannung zwischen beiden, ausgedrückt durch die Amplitude der absoluten Extreme, wie auch die des wärmsten und kältesten Monats, und gehen dann endlich den Ursachen dieser jährlichen Temperaturschwankungen nach. Wir haben für diese Probleme recht gute Vorarbeiten, unter denen eine Abhandlung von G. Schott und eine zweite von Sir John Murray hervorragen[1]).

Da die Sonnenstrahlung für die Wärmezufuhr in die Meeresoberfläche maßgebend ist, wird im allgemeinen die Temperatur der Deklination der Sonne folgen müssen: in jeder Hemisphäre wird die höchste Temperatur zur Zeit des höchsten Sonnenstandes zu erwarten sein. Wenn nun schon für die Atmosphäre ein deutlicher Phasenverzug vorliegt, der für die höheren außertropischen Breiten die Temperaturextreme um zwei bis vier Wochen später als den höchsten oder tiefsten Sonnenstand eintreten läßt, so ist das in noch höherem Grade für die Meeresflächen der Fall. Im Nordatlantischen Ozean zwischen 30° und 50° N. B. ist nach den umfassenden Tabellenwerken der Deutschen Seewarte der August der wärmste Monat. Von den 48 bearbeiteten Fünfgradfeldern dieser Zone ist dies für 31 der Fall: aber auch der September wird in 8, sogar der Oktober in 2 Feldern zum wärmsten Monat, und in 4 Feldern sind August und September von derselben höchsten Temperatur, in einzelnen Feldern sogar September und Oktober, ja August und Oktober zugleich. Einmal wird aber auch der Juli zum wärmsten Monat. Im Durchschnitt pflegt trotz abnehmender Sonnenhöhe vom Juli zum August die Temperatur um 1° bis 1½°, ja stellenweise noch bis zum September um 2° zu steigen. Das wirkt natürlich auch auf die Lufttemperaturen in gleichem Sinne ein; wie J. Hann bemerkt, ist in Madeira die Luft im September noch ebenso warm wie im August, und wärmer als im Juli. Ähnlich wird Februar oder März, nicht aber Januar zum kältesten Monat. Für das Fünfgradfeld, das Madeira einschließt und besonders zahlreiche deutsche Schiffsbeobachtungen enthält, sind die einzelnen Monatsmittel, wie folgt:

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
18.0°	17.2°	**17.1°**	17.9°	18.7°	20.3°	21.8°	22.9°	**23.2°**	22.1°	20.6°	19.0°

Hier ist also der Oktober wärmer als der Juli, der November wärmer als der Juni, der Januar wärmer als der April. Begeben wir uns in größere Landnähe, so ist der Phasenverzug geringer. Das ist schon der Fall im Mittelländischen Meer, wo das Maximum allgemein in den August, das Minimum in den Februar fällt; nur in den ägyptischen Gewässern ist der März um 0.1° kühler als der Februar[2]). Nach H. N. Dickson liegt das Maximum in den britischen Küstengewässern gewöhnlich im August, niemals später, vereinzelt im Juli (Dinglebai, Westirland); das Minimum meist im Februar, jedoch nördlich von Schottland im März, ebenso bei

---

[1]) Schott, Die jährliche Temperaturschwankung des Ozeanwassers, in Petermanns Mitt. 1895, S. 153—159, Taf. 10 (mit guten Literaturangaben); Murray, On the annual range of temperature in the surface waters of the Ocean and its relation to other oceanographical phenomena, im Geographical Journal, London 1898, Bd. 12, p. 113—137, mit Karte.

[2]) Hann in Met. Zeitschr. 1906, S. 316.

den Scillyinseln; an der Ostküste Englands stellenweise im Januar (so auch wieder in der Dinglebai). In der südlichen Ostsee liefern nach den älteren Beobachtungen der Kieler Kommission Juli und Februar die extremen Temperaturen. Aus den von Wada publizierten, eine starke Schwankung verdeutlichenden Daten für das Zweigradfeld südlich von Yokohama ist der Januar der kälteste, der August der wärmste Monat, dabei der Oktober noch fast ebenso warm wie der Juni:

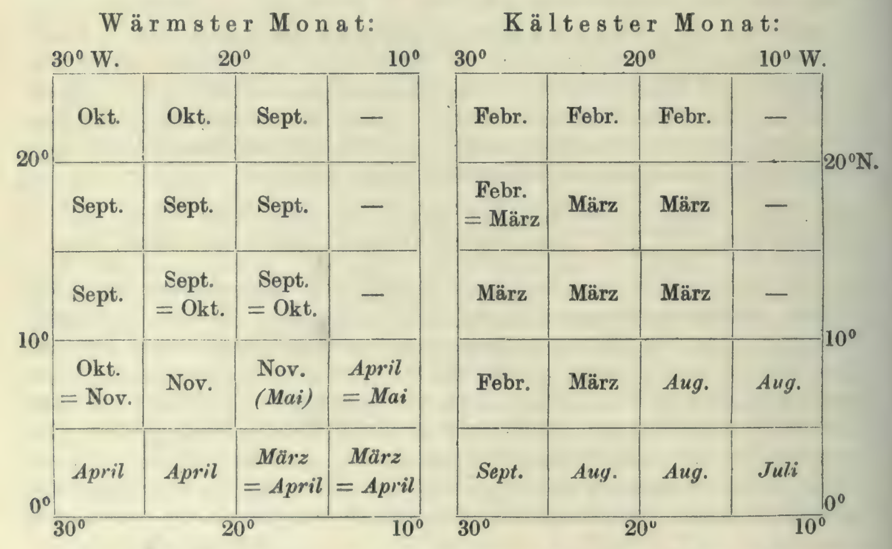
Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
10.9°	12.3°	12.8°	15.0°	17.8°	20.7°	22.8°	**25.8°**	24.4°	20.6°	16.3°	15.4°

Auf südhemisphärischen Meeresflächen sind die Verhältnisse nicht anders. Als eine Stichprobe gebe ich aus einem (allerdings älteren) britischen Kartenwerk [1]) folgende Mitteltemperaturen aus einem Fünfgradfelde des Südatlantischen Ozeans südwestlich vom Kapland (30° bis 35° S., 5° bis 10° O.) mit großem Phasenverzug.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
15.3°	15.7°	**15.9°**	15.2°	14.7°	13.5°	12.4°	12.2°	**11.4°**	11.6°	12.9°	14.9°

Hier erreicht die Verspätung der Extreme 2 1/2 Monate nach dem höchsten und niedrigsten Sonnenstande.

Begeben wir uns in die Tropenzone, so müßten wir, falls die Strahlungsgröße allein den Ausschlag gäbe, nur in der Nähe der Wendekreise eine einfache Periode gemäß der einmaligen Kulmination der Sonne wahrnehmen, dagegen am Äquator zwei Maxima und Minima. Daß dem



Für jedes Fünfgradfeld ist der wärmste oder kälteste Monat eingetragen; wo zwei Monate gleiche Temperatur haben, sind beide genannt, und falls ein sekundäres Maximum auftritt, ist es in Klammern beigefügt.

---

[1]) Charts showing the surface temperatures of the South Atlantic O. in each month of the year. London 1869.

nicht so ist, mag beistehende Tabelle erweisen, die auf den sehr reichhaltigen niederländischen Beobachtungen für das Gebiet des Guineastromes beruht[1]); sie bedarf einer genauern Erläuterung. Für den Kanarien- und Nordäquatorialstrom bis 10° N. B. ergibt sich ein starker Phasenverzug (März—September). Der westliche Teil des Guineastroms (westlich von 20° W.) hat das Minimum wie das nördliche Nachbargebiet, das Maximum verspätet sich noch weiter bis zum November. Dagegen ist die ganze Zone von 0° bis 5° N. B. und der Guineastrom ostwärts von 20° W. L. davon total verschieden: es sind südhemisphärische Sonnenstände, die für das entsprechend verspätete Maximum im März—April und das Minimum im August (auch September und Juli) entscheiden, wobei der wärmste und kälteste Monat nicht ein halbes Jahr auseinander liegen, sondern nur durch zwei bis drei Monate geschieden sind. Wie wenig einfach sich der ganze jährliche Gang der Temperatur gestaltet, mögen zwei Beispiele im einzelnen erweisen. Das erste bezieht sich auf das Gebiet des Guineastromes zwischen 5° bis 10° N., 20° bis 25° W., das zweite auf ein östlicheres Gebiet zwischen 0° bis 5° N., 5° bis 0° W. In beiden finden sich sekundäre Maxima und Minima.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
I.	26.6°	26.7°	25.9°	26.5°	26.6°	27.1°	26.6°	26.4°	27.0°	27.6°	27.7°	27.0°
II.	27.9	27.4	28.2	27.9	28.0	25.9	24.3	24.4	24.3	24.9	26.3	27.3

Will man diese merkwürdigen Temperaturgänge erklären, so darf man nicht, was leider öfter geschieht, übersehen, daß es sich um strömendes Wasser handelt. Dies bedeutet zum ersten, daß es nicht dieselben Wasserteilchen sind, an denen die Temperatur in den verschiedenen Zeiten in derselben Position gemessen wird, sondern die späteren Messungen erfolgen immer an von fernher zugeführten und unterwegs in besonderer Weise beeinflußten Teilchen. Hieraus, wie aus der bekannten großen Wärmekapazität des Wassers wird man zum guten Teil die Verspätung der extremen Temperaturen erklären dürfen. Zweitens aber schwanken die Strömungen in ihrer Stromstärke, und kommt es in Zeiten des schnellsten Fließens zu vertikalen, aus der Tiefe aufsteigenden Zufuhren kalten Wassers, ja es können die bereits erwähnten seitlichen Zerrungen auftreten und eine sehr intensive Abkühlung der Oberfläche hervorrufen, wofür dann irgendwelche aus der Sonnenhöhe abzuleitende Ursachen abzuweisen sind. Gerade die großen Triftströme nahe am Äquator liefern im Atlantischen wie im Pazifischen Ozean vortreffliche Beispiele hierfür.

Die Stromstärke des Südäquatorialstroms ist am größten im Juli und August. Es kommt dann zu überaus starker Abkühlung der Oberfläche in nächster Nähe des Äquators; nach englischen Quellen hat das Zweigradfeld von 0° bis 2° N., 18° bis 20° W. sogar nur 21.7° als Mitteltemperatur für August, und bleibt dabei um 1° bis 3° unter den benachbarten Feldern. Im Pazifischen Ozean wird ebenfalls der Südäquatorialstrom durch eine Verstärkung des Passats in der ganzen Breite des Ozeans zu sehr lebhaftem Fließen entfacht

[1]) Observ. océanogr. et mét. dans la région du Courant de Guinée 1855—1890 (Kgl. Nederl. Met. Inst. Nr. 95). Utrecht 1904, p. 100—105.

Fig. 55 und 56.

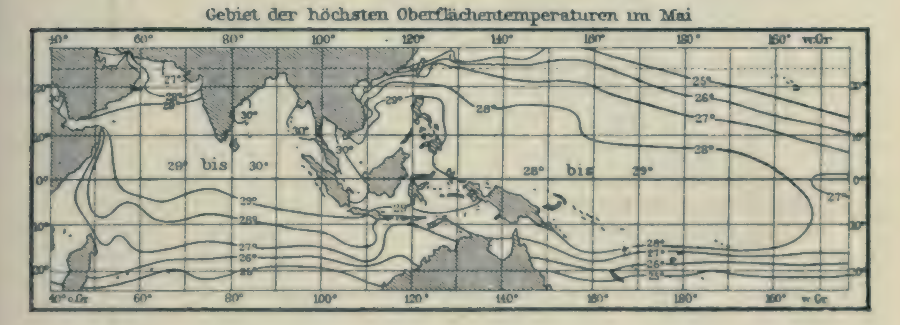
Oberflächentemperaturen im Pazifischen Ozean (nach der Deutschen Seewarte).

und dann sinkt die Temperatur westlich von den Galápagosinseln bis nach 130° W. L. hin ganz auffallend: in 125° W. hat sie im Mai noch 25.5°, im August aber 23° bis 23.5° und bei den genannten Inseln selbst noch nicht 20°, was den ganzen Herbst hin andauert. „Die mittlere Temperatur“, sagt darüber Charles Darwin in seinem berühmten Buch über die Korallenriffe, „die unter der Leitung des Kapitäns Fitz Roy dort vom 16. September bis 20. Oktober 1835 beobachtet wurde, betrug nur 20.0°, die niedrigste an der Südwestecke von Albemarleinsel war nur 14.7°, und an der Westküste betrug sie mehrere Male 16.6° bis 17.2°“ — in 1° S. B.! Die hier vorliegenden Zerrungserscheinungen mögen durch die beigegebenen Kartenskizzen (nach dem Atlas der Seewarte) im einzelnen veranschaulicht werden (Fig. 55 u. 56).

Die Karten dienen auch dazu, die charakteristischen Temperaturänderungen südwestlich von den zentralamerikanischen Küsten erkennbar zu machen: vor allem das Temperaturmaximum im Mai mit seiner großen Fläche von mehr als 29°, das G. Schott zutreffend mit den um diese Zeit herrschenden

Fig. 57.

Gebiet der höchsten Oberflächentemperaturen im Mai



meteorologischen Zuständen erklärt hat: nicht nur daß die Sonne für die Breiten von 15° bis 22° N. dann im Zenith steht, sondern es herrscht auch große Ruhe in der Atmosphäre, so daß sich die obersten Wasserschichten ungestört durchwärmen können. Setzen dann im nördlichen Teil des Gebietes die starken Ostwinde ein, so gibt es Zerrungen, die zum Aufquellen kalten Wassers führen, wie im August und Februar deutlich hervortritt.

Ähnlich ist der Zustand der von den Monsunen betroffenen nordäquatorialen Gebiete des Indischen Ozeans und Australasiatischen Mittelmeers. Im Mai wirkt die kulminierende Sonne, mit unbehinderter Strahlung und gefördert durch Windstillen, auf die Meeresoberfläche ein, so daß der größte Teil des Arabischen Meers und Bengalischen Golfs über 29° bis 29.8°, der Golf von Siam und das Gebiet westlich von Borneo sogar etwas über 30° erwärmt wird (Fig. 57). Der Ausbruch des Südwestmonsuns erniedrigt die Temperaturen des Arabischen Meers um 2° bis 4° (hier nicht ohne litorale Auftrieberscheinungen), im Bengalischen Golf und in der Chinasee um 1° bis 2°, trotzdem die Sonne noch immer in höchster nördlicher Deklination verweilt: hier sind es die heftigen Niederschläge, die die Meeresoberfläche abkühlen. Im Winter geht dann die Temperatur im nördlichen Teil der Chinasee stark herunter, bei Hainan im Januar auf 20° und bei den Pescadoresinseln, weiter nordöstlich in der Formosastraße auch unter 15°, da der herrschende Nordostmonsun kaltes Winterwasser an der Festlandsküste nach Süden treibt. Selbst am Eingange zum Golf von Siam südlich vom Kap Cambodja sind noch weniger als 25° angetroffen, während der genannte Golf selbst in seinem Innern

über 28° behält. Auch das Gebiet westlich von Palawan und Mindoro wird durch warme, von Süden kommende Gegenströme auf 26° bis 27° gehalten[1]).

Um die Größe dieser jährlichen Temperaturschwankung auszudrücken, kann man entweder den Unterschied zwischen dem wärmsten und kältesten Monat aufsuchen, oder die höchste und die niedrigste in einem gegebenen kleinen Gebiet je beobachtete Temperatur vergleichen. Das erste Verfahren hat G. Schott, das zweite Sir John Murray eingeschlagen.

Die Differenz des höchsten und niedrigsten Monatsmittels bewegt sich von weniger als 1° bis hinauf zu etwa 15°. Doch fällt weitaus der größte Teil der Meeresflächen in den Bereich der geringen Amplituden. Indem ich die von Schott bearbeitete Karte zu Grunde lege, finde ich, daß 267.5 Mill. qkm, d. i. rund ³/₄ (oder 74 Prozent) der Meeresflächen weniger als 5° Differenz zwischen dem wärmsten und kältesten Monat aufweisen. Auch die noch geringeren Amplituden sind mit ansehnlichen Zahlen vertreten: weniger als 2° haben 85 bis 90 Mill. qkm, weniger als 1° noch 16 Mill. Diese Gebiete geringster Amplitude (unter 1°) liegen alle in der Tropenzone zwischen 10° N. und S. B., und zwar im Pazifischen Ozean eines im Nordäquatorialstrom südlich von den Hawaiischen Inseln, ein größeres von den Phönixinseln (175° W. L.) bis nach Neuguinea hin (zusammen 9.3 Mill. qkm). Es findet seine Fortsetzung durch das Australasiatische Mittelmeer bis nach Celebes und Timor hin. Im Indischen Ozean ordnet sich eine Fläche von 4.8 Mill. qkm westlich von Sumatra bis über die Chagosbänke hinaus an; der Atlantische hat nur einen kleinen Fleck im Westteil des Guineastromes (0.3 Mill. qkm). Wenn diese Flächen von weniger als 1° Schwankung nur 4 bis 5 Prozent der ganzen Meeresfläche einnehmen, erheben sich die Gebiete von weniger als 2° Jahresamplitude auf fast ¹/₄ derselben. Sie ordnen sich vorzugsweise in der Tropenzone an, scheinen aber auch in den hohen Südbreiten wiederzukehren, wo ihre nähere Umgrenzung noch zweifelhaft bleibt. Nach Schotts Karte würde wesentlich der Indische und Atlantische Ozean südlich von 50° hier einzureihen sein. Abgesehen von diesem unsicheren Gebiet, das allein auf 15 bis 20 Mill. qkm zu schätzen ist, haben die drei großen Ozeane noch 66 Mill. qkm solcher Flächen (der Pazifische 47.4, der Indische 12.7, der Atlantische 6.0), wozu dann noch 3 Mill. im Australasiatischen Mittelmeer treten; insgesamt würden sich 87 Mill. qkm oder 24 Prozent der ganzen Meeresfläche ergeben. Die Areale mit mehr als 5° Schwankung belaufen sich auf fast 94 Mill. qkm, davon entfallen auf den Pazifischen 38, den Atlantischen 34, den Indischen nur 7, auf die großen Mittelmeere 4¹/₂, die kleinen und die Randmeere noch 10¹/₂ Mill. qkm. Bezeichnend ist die Lage dieser Gebiete mit großer Amplitude: in den niederen Breiten gehören nur die Küstenmeere mit dem Bereich des aufquellenden kalten Wassers an der Ostseite der Ozeane dazu, die Hauptflächen ordnen sich in den Zonen zwischen 30° und 40° B. in beiden Hemisphären an, so daß dann in den höheren Breiten jenseits von 50° B. wieder geringe Amplituden Platz greifen. Hier macht nur der Nordatlantische Ozean mit dem anstoßenden europäischen Nordmeer eine Ausnahme, wo bis nach Grönland und Spitzbergen hinauf Amplituden von mehr als 5° vorkommen. Be-

[1]) Schott im Archiv der Seewarte 1891, Nr. 3, Taf. 3.

sonders wichtig aber ist, daß die kleinen Mittelmeere und alle Randmeere (außer dem kleinsten, dem Tasmanischen) die größten Amplituden von mehr als 10° aufweisen. Die Abgeschlossenheit dieser Meere, die Landumgebung mit ihren starken Strahlungsunterschieden vom Sommer zum Winter, ihre oft stark ausgeprägte anohaline Schichtung, wodurch Erwärmung wie Abkühlung auf dünne oberflächliche Deckschichten beschränkt bleiben, rufen auch große Unterschiede in den Sommer- und Wintertemperaturen hervor. Diese Amplituden überschreiten schon im Britischen Kanal 10° bis 12°, in der südlichen Nordsee 13 und 14°, in der südlichen Ostsee 14° bis 17°, im Bottnischen Golf 12°. Das ganze Mittelländische Meer erleidet eine Amplitude von mehr als 10°, die Adria im Nordteil bis 14°, das Schwarze Meer bis zu 24° im flachen Gebiet vor Odessa. Auch das Rote Meer kennt mittlere Amplituden von 11° bis 13°, der Persische Golf von sicherlich über 10°. In den ostasiatischen Randmeeren steigt die Amplitude von den Inselbögen landwärts außerordentlich rasch. Überall beträgt sie mehr als 10°, in den inneren Buchten des Gelben Meeres sogar an 27° nach den neuen Zusammenstellungen von Wada: der Golf von Petschili hat im Juli und August etwas über 26°, und bedeckt sich im Winter mit Eis, das bei — 1° entsteht. Im Ochotskischen Meer beginnt sich die Schwankung zu mildern, im Beringmeer übersteigt sie nur an den Küsten noch 11°. Auch für das Kalifornische Randmeer sind mehr als 12° Amplitude verzeichnet. Allein das von den Wogen des Südmeers frei durchspülte Tasmanische Randmeer hat die kleine Amplitude von 4°. — In den eigentlichen Ozeanen kommt es auch noch örtlich zu auffallend hohen Amplituden, wo durch jahreszeitliche Verschiebung kalter und warmer Meeresströme dieselbe Stelle abwechselnd von tropisch warmem und polar kaltem Wasser eingenommen wird. Bezeichnenderweise sind es zwei auch sonst viel Analogien bietende Meeresstriche: das Gebiet südlich und südwestlich von den Neufundlandbänken und südöstlich von Yezo. Im amerikanischen Gebiet kämpfen Labrador- und Cabotstrom mit dem Floridastrom, im japanischen der Kuro- mit dem Oyaschio, und beidemal verschieben sich die Grenzen des warmen Stromes vorübergehend im Spätsommer in höhere Breiten. Im übrigen erleiden die den offenen Ozean durchziehenden Gürtel hoher Amplitude in den Südbreiten selten größere Temperaturschwankungen als 7° bis 7½°, in Nordbreiten kommt es bei den Azoren auf 8°, im Nordpazifischen Ozean zwischen den Aleuten und Hawaiischen Inseln noch etwas über 10°, wofür ebenfalls die Verschiebung der Westwindtrift in ihrer Lage verantwortlich ist. Indem Schott nur die eigentlichen Ozeane betrachtet, die landnahen Gewässer ausschaltet, berechnet er für die Breitengrade zwischen 50° N. und S. folgende mittlere Amplituden:

Nordbreiten:						Südbreiten:				
50°	40°	30°	20°	10°	0°	10°	20°	30°	40°	50°
8.4°	**10.2°**	6.7°	3.6°	2.2°	2.3°	2.6°	3.6°	**5.1°**	4.8°	2.9°

In diesen Mittelwerten kommt die zonenförmige Anordnung und zugleich der Unterschied der höheren Nord- gegen die gleichen Südbreiten genügend zum Ausdruck. Die Gegenden größter Amplitude fallen hiernach

deutlich in die Zone der Roßbreiten, und Schott sagt zutreffend, daß man die starke jährliche Änderung der Sonnenhöhe (40° bis 50°), dazu die durchschnittlich geringe Windstärke und vorherrschende Klarheit des Himmels als genügende Ursachen für starke Strahlungsdifferenzen annehmen könne. Nach den Polen hin nimmt dann die Wolkenbedeckung und der von der Windstärke abhängige Seegang wieder zu und mildert zunächst die jährliche Schwankung, bis dann in den eigentlichen Polarräumen die sommerliche Sonnenstrahlung durch die Eisschmelze aufgebraucht und damit die absoluten Temperaturen stets niedrig und wenig in den Jahreszeiten verändert bleiben. Umgekehrt ist in den Tropen der Wechsel in der Höhe des Sonnenstandes gering und hält sich die absolute Temperatur in allen Jahreszeiten ungefähr auf derselben beträchtlichen Höhe. Die Striche minimaler Amplitude von weniger als 1° liegen teils im Bereiche der äquatorialen Kalmengürtel, teils in dem halbjährlich alternierender Monsuntriften mit meist starker Bewölkung, vielfachen Stillen und damit gleichmäßig hoher Temperatur.

Von dieser, einer bestimmten geographischen Position zukommenden Amplitude der Jahresschwankung muß unterschieden werden die bisher kaum untersuchte Temperaturänderung, die ein und dasselbe Wasserteilchen während seines Weges in den großen horizontalen Stromsystemen zu erleiden hat. Bei einigen Stromgebieten wird man ohne weiteres sagen können, daß diese *individuelle Temperaturschwankung*, wie ich sie zum Unterschied von der vorher behandelten *örtlichen* nennen möchte, die ganze Spanne von tropischer Wärme bis zum Gefrierpunkte umfaßt. Aus den Trifterscheinungen beim sogenannten Golfstrom wissen wir genau, daß tropisches Wasser aus dem Karibischen Meer (zugleich mit einem Zedernstamm oder einer Riesenschote der *Entada gigalobium*) bis nach Westgrönland oder Spitzbergen verpflanzt wird, wo es gefriert und freilich erst nach einer Metamorphose durch Scholleneis und Schmelzwasser wieder in niedere Breiten zurückkehren kann. Die individuelle Schwankung der Temperatur erreicht hier vielleicht 30°. Andere Teilchen werden, eingefangen in die halbjährlich alternierenden Monsunströme des melanesischen Gebiets oder in eine verkürzte Zirkulation, wie sie sich im nördlichen Indischen Ozean bewegt, wesentlich eintönigerem Schicksal unterworfen sein, und ihre individuelle Temperaturschwankung wird ungefähr mit der Jahresamplitude der örtlich periodischen zusammenfallen, d. h. kaum 2° übersteigen. Zwischen diesen Werten bewegen sich die der umfassenderen Zirkulationen zwischen Passat- und Westwindtriften. Verfolgen wir auf Grund der vorhandenen Isothermen- und Strömungskarten die thermischen Schicksale eines Wasserteilchens in einem in sich geschlossenen Kreislaufe, wie dem nordatlantischen. Bei der Kapverdeninsel S. Anton im Mai liegend, wird es 23.0° zeigen. Drei Monate später, im August, ist es in die Mitte des Nordäquatorialstromes gelangt (etwa 12° N., 43° W.) und hat sich unter den ungefähr senkrechten Sonnenstrahlen auf 27.0° erwärmt. Im November befindet es sich südlich von Jamaica mit derselben Temperatur, durchläuft dann in raschem Flusse den Floridastrom, so daß es im Februar südwestlich von der Neufundlandbank liegt (etwa 37° N., 55° W.): hier besitzt es aber nur 17.5°, 9.5° sind in der Nähe des winterlichen amerikanischen Festlandes verloren gegangen.

Bis zum Mai hat es dann, südlich von den Azoren stehend (34° N., 28° W.), wieder 1 ½° gewonnen, und vermehrt unter der günstigen Insolation bis zum August seine Temperatur noch weiter von 19° auf 26°, womit es seinen Kreislauf bei S. Anton nach 1 ¼ Jahr beendet hat. Die von ihm unterwegs erlittene Temperaturänderung beträgt 9 ½° und vollzog sich wesentlich im winterlichen Lauf durch den Florida-Golfstrom. Die Salzgehaltsmetamorphose auf diesem Wege ist unbeträchtlich. Handelt es sich, wie hier, um eine geschlossene Zirkulation, so kann sich auch die individuelle Temperaturschwankung innerhalb einer bestimmten Zeit wiederholen, also einer Periode unterworfen sein. Überdies bleiben aber keineswegs alle Teilchen an der Oberfläche, sondern viele werden auch in vertikale Zirkulationen hineingezogen. Diese Vorgänge sind, wie bereits bemerkt, noch wenig untersucht; wir werden ihnen am Schlusse dieses Kapitels in einem anderen Zusammenhange noch einmal begegnen.

Auf eine wichtige Folgerung muß aber schon hier hingewiesen werden. Wir haben die Temperatur als eines der bezeichnendsten Merkmale der Meeresströmungen erkannt und man hat sie ja schon sehr früh allein, später mit dem Salzgehalt zusammen dazu benutzt, um die Grenzen und Ausbreitung ausgeprägter Strömungen zu bestimmen. Denn die Änderungen der Temperatur vollziehen sich verhältnismäßig langsam, außer wo der schon oft erwähnte Fall eintritt, daß aufquellendes Wasser eine intensive Abkühlung veranlaßt. Plötzliche Erwärmungen aber sind ausgeschlossen, dem widerstrebt die große Wärmekapazität des Wassers. Zeichnungen von Meeresströmen, die sich auf ganz kurzen Strecken in schroffem Übergange um viele Zentigrade erwärmen sollen, sind darum sicherlich falsch. Wenn G. Schott auf seinen Stromkarten für Februar den Kanarienstrom dicht an der Westküste des afrikanischen Festlands nach Süden und Südosten unmittelbar in den Guineastrom einführt und auch diesen von 10° N. B. an nach SO fließen läßt, so verlangt er bei dieser Südostbewegung eine plötzliche Temperatursteigerung des Oberflächenwassers um 5° auf 200 Seemeilen Weg oder innerhalb 2 bis 3 Wochen, was einfach unmöglich ist. Wir sahen an dem ausgeführten Beispiel, daß ein im Mai von den Kapverden ausgegangenes Wasserteilchen ein Vierteljahr brauchte und 1100 Seemeilen zurücklegte, um unter den günstigsten Strahlungsbedingungen (bis August) doch nur 4° zu gewinnen. Der Guineastrom fließt deshalb im Februar bei 8° N. B. an der Küste nach NW, wobei er rasch durch aufquellendes Wasser ausgekühlt wird. Die analogen Strombilder, die Schott für die Gegend ostwärts von den Galápagos entwirft, sind aus demselben Grunde zu korrigieren, wie in Fig. 55 auch geschehen.

Die Frage nach den höchsten und den niedrigsten in einer bestimmten geographischen Position beobachteten Temperaturen hat Sir John Murray[1]) behandelt. Er hat sie jedoch nur angenähert gelöst, denn seine Angaben beziehen sich nur auf die beiden Monate Februar und August, von denen er annahm, daß sie auch die extremen Einzeltemperaturen, die sogenannten absoluten Minima und Maxima liefern würden. Wie vorher gezeigt, wird das nicht immer zutreffen (S. 401), aber sehr starke Fehler dürften dabei nicht gemacht sein. Auch räumlich ist das von ihm untersuchte Gebiet nicht gleichmäßig behandelt, da für den Pazifischen Ozean seine Quellen, die Schiffstagebücher des Meteorologischen Amts in London, nicht ergiebig genug waren und für das Gebiet zwischen 60° N. und 50° S. B.

[1]) The Geogr. Journal London 1898, Bd. 12, p. 113.

kaum für die Hälfte seiner Zweigradfelder für beide Monate Angaben lieferten. Die von ihm entworfene Übersichtskarte mit Linien gleicher absoluter Temperaturschwankung ist in den typischen Grundzügen nicht erheblich von der Karte Schotts verschieden. Die niedrigste in englischen Schiffsjournalen vermerkte Temperatur ist — 3.3° östlich von Neuschottland; die höchste des offenen Ozeans = 32.2° wird mehrfach aus den tropischen Teilen des westlichen Pazifischen Ozeans gemeldet, während das absolute Maximum der Nebenmeere für das Nordende des Persischen Golfs mit 35.6° (nur 2° unter Blutwärme!) angegeben wird. Hiernach ist also nicht, wie gewöhnlich angenommen, das Rote Meer im Besitz der höchsten Wassertemperaturen, wo nur 34.4° beobachtet sind. Dem Persischen Golf kommt daneben auch die hohe absolute Temperaturschwankung von 21.4° zu, da das absolute Minimum 14.4° beträgt; beim Roten Meer ist es = 15.0°, also die Amplitude nur 19.4°. Nur im Bereiche der schon vorher erwähnten Küstengebiete bei Neuschottland und Yezo kommen in demselben Zweigradfeld Differenzen der Extreme von 28° vor: östlich von Neuschottland sind — 2.2° und + 26.7°, also eine Schwankung von 28.9°, und in den nordjapanischen Gewässern — 2.8° und + 28.3°, also eine Amplitude von 31.1° festgestellt[1]).

Später hat Murray noch Karten für die Maximal- und Minimaltemperaturen der Meeresoberfläche veröffentlicht[2]), von denen die erste eine gewisse biologische Bedeutung hat. Leider sind die Isothermen von 10 zu 10° Fahr. entworfen, was kein scharfes Bild liefert. Indem er die zwischen jeder Isotherme liegenden Areale planimetrisch bestimmte, erhielt er folgende prozentualen Werte für die Minima:

unter — 1.1°	— 1.1° bis 4.4°	4.4° bis 10.0°	10.0° bis 15.6°	15.6° bis 21.1°	21.1° bis 26.7°	über 26.7°
14.43	10.13	11.08	12.03	16.03	30.10	6.20

Die kalten Meere, in denen Minimaltemperaturen unter 4.4° vorkommen, nehmen also ¼ (24.5 Prozent) der ganzen Ozeanfläche ein, Minima von weniger als 10° und solche von mehr als 21.1° beherrschen jedes ungefähr dieselbe Fläche von 36 Prozent. Im Gegensatz dazu zeigt die Karte der Maximaltemperaturen die Flächen, wo die höchste Temperatur noch unter 4.4° bleibt, zu 12.6 Prozent; für Maxima unter 10° ist das Areal 17.7 Prozent, für solche über 21.1° aber 65.5 Prozent, über 26.7° noch 45.5 Prozent, über 32.2° noch 0.4 Prozent oder 1.3 Mill. qkm (in seinem absoluten Maß, wo alle Meeresflächen nur 355.3 Mill. qkm umfassen).

Ebenfalls auf Grund von Temperaturkarten für Februar und August, die aber die mittleren Temperaturen dieser Monate darstellen, habe ich vor längerer Zeit ähnliche Rechnungen ausgeführt, indem ich die von wichtigen Isothermen eingeschlossenen Areale ermittelte[3]). Ich fand dabei, daß ²/₅ der irdischen Meeresflächen fortwährend über 24°, mehr als die Hälfte über 20° erwärmt sind. Die relativen Areale in Prozenten der gesamten Meeresfläche enthält folgende Tabelle:

---

[1]) Zu den Maximaltemperaturen der Schiffstagebücher vergl. die kritische Bemerkung S. 373, unten.

[2]) Geogr. Journal Bd. 15, 1899, S. 1—17, 2 Karten.

[3]) Zeitschr. f. wiss. Geogr. 1887, Bd. 6, S. 1.

	über 24°		über 20°	
	Februar	August	Februar	August
	%	%	%	%
Nordhemisphäre	36.0	55.0	47.6	65.2
Südhemisphäre	42.6	23.2	59.2	39.1
Ganze Meeresfläche	39.3	39.6	53.7	51.3

Von den Flächen über 24°, die im Februar 146, im August 142 Millionen qkm umfassen, liegen im Februar auf Nordbreiten 42, auf Südbreiten 58 Prozent, im August aber auf Nordbreiten 68, auf Südbreiten nur 32 Prozent, woraus die größere Erwärmung der nordhemisphärischen Meere deutlich hervorgeht. Indem ich dann Temperaturen der im Winter stehenden Hemisphären im Februar und August verglich, kam ich zum Schlusse, daß sich beinahe 1/3 (29 Prozent) der Meeresflächen niemals unter 24° abkühlen, und, wenn die Sommerwerte zusammengenommen werden, daß sich fast die Hälfte der ganzen Meeresfläche (49 Prozent) einmal im Jahr über 24° erwärmt.

Die Tiefe, bis zu der die jahreszeitliche Schwankung der Temperatur vordringen kann, wird gewöhnlich in der englischen Literatur zu 150 Faden oder 275 m angegeben; auf welchen Messungen sie beruht, ist nicht klar. vermutlich ist sie lediglich aus dem Anblick der Temperaturkurven abgeleitet[1]). Das wäre natürlich immer nur ein indirekter Weg, um einem solchen Problem beizukommen; der direkte freilich, nämlich der unmittelbarer Beobachtung wird wahrscheinlich nie im offenen Ozean betreten werden. Wollte man nämlich das Fortschreiten der Temperaturen abwärts in die Tiefen von den Zeiten schwächster Strahlung zu denen der stärksten im offenen Ozean verfolgen, so müßte man eine schwimmende Beobachtungsstation ein Jahr lang passiv vom Strom dahin treiben lassen, damit man nach Möglichkeit den individuellen Temperaturschwankungen der Wassersäule folgen kann, von der das Schiff fortgetragen wird. Selbst hierbei ergäbe sich der wohlbegründete Einwand, daß die obersten Schichten rascher strömen als die tieferen, so daß die Beobachter doch schließlich die Spur der mit den Jahreszeiten verschieden stark eindringenden Wärmestrahlen verlieren müßten. Außerdem wird es schwer sein, Gebiete zu finden, die gänzlich frei von vertikalen Strömen sind. Hieraus ergibt sich, daß besser, als der offene Ozean, kleinere, zugleich tiefe, möglichst stromlose und für sich abgeschlossene, dabei aber auch von möglichst homogenen Wassermassen erfüllte und überdies von starker Jahresamplitude beeinflußte Meeresbecken für solche Beobachtungen aufzusuchen wären. Diese finden wir in den subtropischen Mittelmeeren, vor allem im Mittelländischen, auch noch im Roten Meer. In der Tat sind auch hier schon von Aimé[2]) entsprechende Untersuchungen ausgeführt worden. Auf der Außenreede von Algier und nördlich davon durch 5 Jahre beob-

[1]) Auch die erste Quelle kenne ich nicht. Alex. Agassiz, Three Cruises etc. I, 247 gibt 150 Faden, G. v. Boguslawski, Die Tiefsee (Virchow und Holtzendorffs Sammlung Nr. 310/11), Berlin 1879, S. 39, nur 80 bis 100 Faden an.

[2]) A. a. O. S. 117.

achtend fand er als Betrag jahreszeitlicher Temperaturschwankung folgende Werte:

Tiefe (m)	0	25	50	100	200	350
Mittlere Temperatur . .	18.2°	16.3°	14.4°	13.7°	13.0°	12.6°
Größte Schwankung . .	10.2°	6.3°	2.8°	2.0°	1.0°	0.0°

Indem er die gefundenen Schwankungen wesentlich dem verschiedenen, vom Sonnenstande geregelten Betrage der Einstrahlung zuschreibt, kommt Aimé zu dem Ergebnis, die Tiefe dieser jährlichen Schwankung auf nicht weniger als 300 bis 400 m anzusetzen; eine genauere Angabe hielt er nicht für angebracht, weil in den Tiefen von mehr als 300 m die Temperaturen sich nur ganz wenig noch ändern. Er macht dann weiter die wichtige Bemerkung, daß im Winter die ganze Wassermasse von der Oberfläche bis zum Boden dieselbe Temperatur annehmen könne, nämlich 12.6°, was der Oberflächentemperatur im landfernen westlichen Mittelmeer zwischen Toulon und Algier um Ende Januar genau entspräche. Durch Anhäufung der Sonnenwärme an der Oberfläche und Transport derselben in die Tiefe bis zum Hochsommer hin wird also nach Aimé nur eine Schicht von bestimmter Mächtigkeit beeinflußt, unterhalb davon aber liegt im westlichen Mittelmeer die bis zum Boden hin gleichmäßig 12.6° messende, von der Sonnenwirkung nicht mehr erreichte homotherme Grundschicht. Indem wir zunächst offen lassen, ob nicht in dem von Aimé untersuchten Teil des westlichen Mittelmeeres doch noch Störungen durch Meeresströme auftreten können, dürfen wir uns doch seinem Gedankengang im allgemeinen anschließen. Die Tiefe also, in der wir, unter der Voraussetzung einer vollkommenen oder sehr angenäherten Homohalinität der Wassersäule, im Mittelmeer im Hochsommer die homotherme Grundschicht antreffen, gibt uns einen Anhalt dafür, wie weit die Sonnenwirkung in die Tiefen reicht, wobei unter dem Begriff der Sonnenwirkung alle Strahlungs- und Konvektionsvorgänge, die wir früher untersucht haben, einbegriffen sind. Hiernach müssen wir annehmen, daß im Golf von Neapel nach den Messungen von Semmola[1]) in 180 m diese gesuchte Tiefe noch nicht erreicht ist; mitten im Golf beobachtend fand er vom Februar zum August in 100 m Tiefe noch eine Erwärmung um 1.1° (von 13.2° auf 14.3°), in 120 m um 0.9°, in 180 m um 0.8° (von 13.2° auf 14.0°). Im östlichen Mittelmeer haben wir die zahlreichen Beobachtungen der österreichischen Expeditionen auf der Pola: dort ist die Temperatur der homothermen Grundschicht etwa 13.6° mit kleinen örtlichen Schwankungen von 13.5° bis 13.7°. Glücklicherweise im Hochsommer arbeitend fanden nun Luksch und Wolf diese Temperatur in keiner geringeren Tiefe als 400 m, wo meistens noch 14.1° bis 14.2° verzeichnet wurden, dagegen öfter in 600, immer in 800 m. Eine gute Bestätigung ist aus einigen von Makaroff im März 1889 ausgeführten Messungen zu entnehmen. Er fand nördlich von Barka in den obersten 100 m etwa 16.2°, in 200 m: 15.2°, in 400 m: 14.2°, in 800 m: 13.7°. Wenn dies für das große und tiefe Ostbecken gelten darf, so sind im Ägäischen Meer die Verhältnisse etwas anders. In einer isolierten kleinen Mulde westlich von den Cykladen beobachtete Luksch mehrfach schon

[1]) Zeitschr. der österr. Ges. für Met. Wien 1882, S. 252.

in niedrigeren Tiefen die dort auf 13.5° bis 13.6° temperierte Grundschicht, einmal[1]) in 477 m. Auch Makaroff traf dort am Mikonikanal in 400 m schon 13.7° (im März). Für das Rote Meer darf man ebenfalls nach den österreichischen Messungen etwa 500 m als untere Grenze der sommerlichen Durchwärmung ansetzen, im isoliert liegenden, aber tiefen Golf von Akaba in 400 m. In allen diesen Fällen bietet die vorhandene Schichtung des Salzgehaltes einer freien vertikalen Konvektion kein wesentliches Hindernis. Ein solches aber stellt sich in den Nebenmeeren der höheren Breiten ein, wo eine schwach salzige Deckschicht sich mehr oder weniger scharf gegen schwerere Tiefenschichten absetzt, wie im Schwarzen Meer oder unserer Ostsee, und dann die Konvektion an der unteren Grenze dieser Deckschicht haltmachen muß. Im Schwarzen Meer beeinflußt also die jahreszeitliche Sonnenwirkung die Wasserschichten bis etwa 65, in der Ostsee auf 50 bis 70 m; sie reicht damit bisweilen nur wenig tiefer, als die kleinen unperiodischen Temperaturschwankungen, wie sie sich in der Sprungschicht verraten (vgl. S. 395). Wie weit sich aber die jahreszeitliche Schwankung der Temperaturen in den Schichten des offenen Ozeans von der Oberfläche nach der Tiefe hin fortpflanzt, vermögen wir zur Zeit nicht zu sagen. Es scheint mir aber viel dafür zu sprechen, daß die erreichte Tiefe dort kleiner sein wird, als in den Mittelmeerbecken.

8. Die senkrechte Verteilung der Temperaturen.

Um eine bequeme und kurze Ausdrucksweise für die verschiedenen Hauptarten der Temperaturschichtung in den irdischen Meeren zu schaffen, habe ich vor längerer Zeit folgende Terminologie vorgeschlagen, von der auch schon im vorigen hin und wieder Gebrauch gemacht wurde, und die der früher beschriebenen Bezeichnungsweise der Salzgehaltsschichtung (S. 334) genau parallel geht.

Wenn die Temperatur von der Oberfläche bis zum Boden in allen Tiefen gleich ist, ist das Wasser *homotherm*. Man spricht aber auch von homothermen Deckschichten oder Grundschichten, wenn die Temperaturgleichheit von der Oberfläche bis zu irgend einer bestimmten Tiefe oder vom Boden aufwärts durch mehr oder weniger mächtige Wassersäulen auftritt. — Sind im Gegenteil Unterschiede in den Temperaturen der verschiedenen übereinander gelagerten Schichten vorhanden, so hat man es mit einer *heterothermen* Anordnung zu tun. Beide Ausdrücke sind schon seit langer Zeit in der Literatur üblich gewesen.

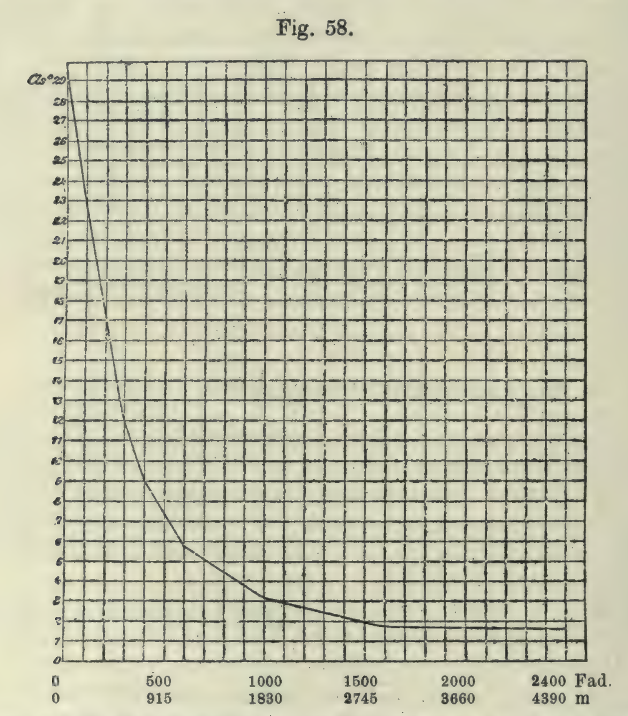
Die heterotherme Anordnung zerfällt in folgende einfache Typen[2]). Ist das Wasser oben warm, nach unten hin aber stetig kälter, so herrscht *anotherme* Schichtung; sie ist der normale Zustand im offenen Ozean und in den Nebenmeeren niederer Breiten. — Ist umgekehrt das Wasser oben kälter, als in der Tiefe, so ist die Schichtung *katotherm*, was zur Voraussetzung hat, daß die oberste Schicht aus salzärmerem Wasser besteht, während die Tiefen von schwererem erfüllt sind. Dieser gleichzeitig katohaline Zustand ist eine Wintererscheinung in Nebenmeeren höherer

[1]) Station 155, am 8. Sept. 1891 in 37° 8′ N. 24° 13.5′ O.

[2]) Von mir vorgeschlagen in Petermanns Mitt. 1895, S. 112.

Breiten. — Eine Anordnung, wo die obere Schicht eine höhere Temperatur hat, als eine darunterliegende tiefere, während in noch größerer Tiefe die Temperatur wieder steigt, heißt *dichotherm* (von διχάζω, trennen); sie kennzeichnet viele Nebenmeere der höheren Breiten im Sommer. Umgekehrt heißt die Schichtung *mesotherm*, wenn die Deckschicht und Grundschicht kälter sind, als eine zwischengeschaltete Schicht, so daß die Temperatur von oben nach unten erst zunimmt und dann wieder abnimmt — eine Anordnung, wie sie im Bereiche polarer Schmelzwasser häufig ist, also auch bis in die offenen Ozeane hinein reichen kann. Man könnte dann

Fig. 58.



Temperaturkurve der Gazelleexpedition am 26. Juni 1875 in 0° 5′ S. B. und 132° 29′ O. L.

noch der Vollständigkeit halber eine unregelmäßige Abwechslung wärmerer und kälterer Schichten als letzten Typus aufstellen und *poikilotherm* nennen; doch wird sich empfehlen, so verwickelte Schichtungen lieber zu zerlegen in Schichtengruppen, die sich alsdann einzeln den eben beschriebenen Typen unterordnen.

Die anotherme Schichtung kann nun wieder eine Reihe von Unterarten aufweisen, je nachdem der Temperaturabfall mit der Tiefe stetig oder ungleichmäßig erfolgt. Auf einer Station der Gazelleexpedition unter dem Äquator im Pazifischen Ozean (s. Fig. 58) ist die Abnahme der Temperatur zuerst sehr gleichmäßig um 17° bis 500 m hin, von 29.3° auf 12.2°, dann beginnt ein langsamerer Abfall, der schließlich in den Tiefen über 2000 m und noch mehr über 3000 m hinaus ganz gering wird. Die graphische Darstellung macht dann beinahe den Eindruck einer hyperbelähnlichen Kurve, deren Hauptwendepunkt

etwa bei 1400 m liegt. Immer noch eine stetige Abnahme, aber mit deutlich hervortretender gut durchwärmter Deckschicht, zeigt eine Challengerstation im Südatlantischen Ozean westwärts vom Kapland (Fig. 59), wo in den ersten 200 m die Temperatur nur um 0.3° (von 13.4° auf 13.1°) und erst von 275 m an rascher abnimmt, um dann ebenfalls einen Wendepunkt, diesmal aber schon bei 800 m, zu finden. Noch stärker ausgeprägt ist die obere gut durchwärmte Schicht bei einer Station an der inneren, östlichen Seite des sogenannten Golfstroms (Fig. 60, Kurve A): in den ersten 200 m nimmt die Temperatur noch nicht um ½° (18.3° bis 17.9°) ab, erst in 650 m ist sie um 3° niedriger, worauf dann ein rascherer Abfall beginnt und mit 1400 m ein Wendepunkt eintritt. Eine benachbarte, mitten im Golfstrom gelegene Station hat eine viel höhere Oberflächentemperatur, 23.9°), dann nach kurzem Abfall eine homotherme Schicht zwischen 40 und 110 m (mit 21.7°) und erst von 150 m entschiedene Abnahme mit dem Wendepunkt bereits in 550 m, während eine dritte Station (C), am westlichen Rande zum kalten Küstenwasser hin, durchweg kühler ist und den Wendepunkt schon in 400 m zeigt. Die erste Kurve (Fig. 58) hat nur einen Wendepunkt, die zweite, dritte und fünfte der beschriebenen haben deren zwei, und die Kurve mitten aus dem Golfstrom hat sogar drei Wendepunkte, trotz des gemeinsamen allgemeinen Merkmals der Anothermie. — Nach der Zahl der Wendepunkte liessen sich auch noch die anderen Typen weiter einteilen; doch haben sie nicht unter zwei.

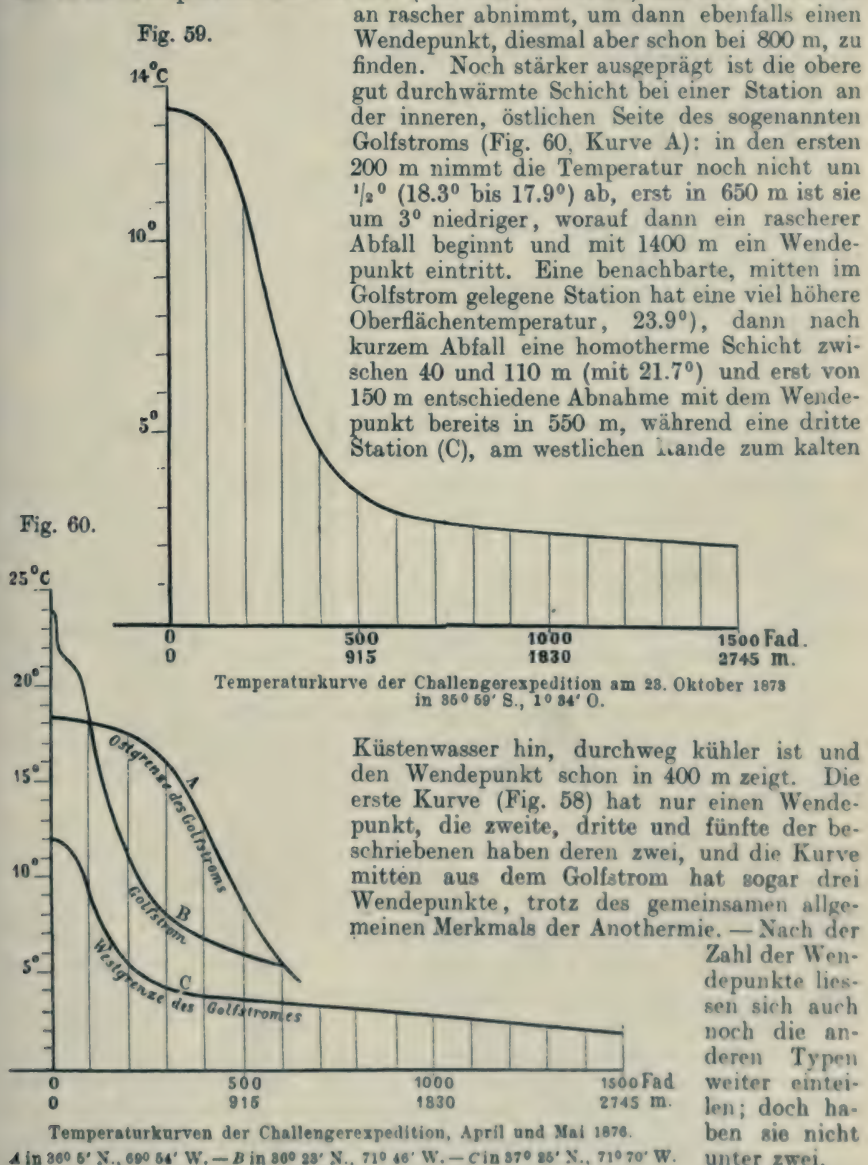


Fig. 59. Temperaturkurve der Challengerexpedition am 28. Oktober 1873 in 35° 59′ S., 1° 34′ O.

Fig. 60. Temperaturkurven der Challengerexpedition, April und Mai 1876.
A in 36° 5′ N., 69° 54′ W. — *B* in 36° 23′ N., 71° 46′ W. — *C* in 37° 25′ N., 71° 70′ W.

a) Die Temperaturschichtung der offenen Ozeane.

Wenden wir uns den offenen Ozeanen zu und lassen wir zunächst die polaren Randgebiete außer acht, so zeigt sich, am besten in Tem-

peraturkurven, wie den beistehenden, stets ein Gegensatz zwischen einer oberen warmen und einer unteren kalten Wassermasse. Der Übergang von der einen zur anderen, durch einen Wendepunkt der Kurve bezeichnet, liegt aber nicht überall in derselben Tiefe. Es ist dieser Wendepunkt nämlich von zwei entgegengesetzten Vorgängen abhängig, von dem klimatischen Unterschied in der Wärmezufuhr von oben her, und sodann von der Größe der vertikalen Bewegungskomponenten innerhalb der Wassermassen selber, wobei absteigende Tendenzen den Wendepunkt in die Tiefe drängen, aufsteigende ihn der Oberfläche näher bringen. Im allgemeinen aber sieht man die erste Gruppe der Wirkungen, die klimatische, immer geringer werden, in je größere Tiefen man hinabkommt, und in Tiefen von mehr als 1000 m beginnt schon eine gewisse örtliche Gleichmäßigkeit der absoluten Temperaturen. Klimatische Unterschiede werden also, da die mittlere Tiefe der offenen Ozeane rund 4000 m beträgt, nur im obersten Viertel der Wassersäule bedeutsam werden. Die große Masse des Weltmeeres, ³/₄ seiner Wassersäule ist wenig differenziert, meist unter 3° temperiert und am Boden vorherrschend nur wenig über 0°, also kalt.

Die örtlichen Unterschiede in der senkrechten Verteilung der Temperaturen untersucht man zweckmäßig auf Karten, die die Isothermen für bestimmte Niveaus enthalten, welches Hilfsmittel schon G. Schott[1]) in umfassender Weise zur Darstellung des Atlantischen und Indischen Ozeans benutzt hat. Er legte dabei die Tiefen von 50, 100, 150, 200, 400, 600, 800, 1000, 1500, 2000 und 3000 m zu Grunde und hat alles damals zugängliche Material verarbeitet. Für den bei Schott noch fehlenden Pazifischen Ozean habe ich solche Isothermenkarten selbst handschriftlich entworfen, wofür nicht nur die großen Expeditionen des Challenger, der Gazelle, Tuscarora, sondern auch älteres und neueres Material, wie es sich bei Prestwich, Makaroff, in den zahlreichen Berichten von Alex. Agassiz und in den Veröffentlichungen der britischen Admiralität über die Arbeiten der Vermessungsschiffe und Kabeldampfer bis 1904 vorfand. Da die Tiefe von 50 m noch allzusehr unter dem Einfluß jahreszeitlicher Einwirkungen steht, ist besser von ihr ganz abzusehen.

In **100 m Tiefe** sind die regionalen Unterschiede noch sehr beträchtlich. Der in den Oberflächentemperaturen erkennbare starke Kontrast des ganzen Indischen und westlichen Pazifischen Ozeans gegen den Atlantischen besteht sehr ausgeprägt auch in 100 m Tiefe. Die Zone von mehr als 25° umfaßt das westpazifische Gebiet westlich von 125° W. L. zwischen 18° N. und S. B., setzt sich durch die Banda- und Floressee in den Indischen Ozean fort, wo sie von der Weihnachtsinsel nordwestlich bis Ceylon und westwärts über die Malediven (bis 65° O. L.) vordringt. Im Atlantischen Ozean hat nur ein ganz kleiner Fleck im Brasilienstrom auf der Höhe von Bahia über 25°. Die Erwärmung des bei den Oberflächentemperaturen erwähnten, stark erwärmten Tropenwassergebietes im Indisch-Pazifischen Ozean (S. 411) überschreitet noch sogar 26° auf einem großen Bruchteil der genannten Fläche, ja 27° östlich von Neuguinea und nordwärts von Samoa bei den Tokelau- und Phönixinseln. Entlang der ganzen Westküste

[1]) Wiss. Ergebnisse der deutschen Tiefseeexped. Bd. 1, Ozeanographie und marit. Meteorologie, Jena 1902, Atlas.

des tropischen Amerika, wie des tropischen Afrika, erheben sich die Temperaturen dagegen nirgends über 20°; im Bereiche der aufquellenden Küstenwasser liegen sie bei 13° und 14°, nur im östlichen Teile des Guineastromes, wie im Panamagolf, bei 15° und 16°, vereinzelt auch über 18°. — In den gemäßigten Breiten der Südhalbkugel verlaufen die Isothermen nahezu mit den Parallelgraden, und die Differenz gegen die Oberfläche ist nicht groß (s. Fig. 59). In der kalten Bouvetregion schiebt sich die 0°-Isotherme von Süden her bis 50° S. B. herauf, und von 55° S. südwärts sind Temperaturen von — 1.0° bis — 1.7° verzeichnet. In den höheren Nordbreiten machen sich die warmen Meeresströme, wie Kuroschio- und Golfstromtrift namentlich an der Ostseite ihrer Ozeane bemerkbar, so daß sich die 10°-Isotherme sogar bis Rockall (57° N. B.) hinaufgeschoben findet. Weder im Nordatlantischen, noch im Nordpazifischen Ozean sind in 100 m Tiefe Temperaturen von 0° verzeichnet; nur dicht an der Südostküste von Kamtschatka scheinen sie aus der Beringsee herüber zu treten.

In **200 m Tiefe** wird das Bild schon wesentlich anders. Nicht nur, daß die Temperaturen allgemein niedriger geworden sind, sondern die ganze Anordnung ist umgeworfen insofern, als sich die Gebiete intensivster Erwärmung in allen drei Ozeanen nicht mehr in der Nähe des Äquators, sondern an die Ränder der Tropenzone, ja stellenweise über die Wendekreise hinaus verschoben finden. Das Gebiet der nach Westen gehenden Äquatorialströme, aber noch mehr das der östlichen Gegenströme zeigt Temperaturen von fast überall weniger als 15°, vielfach noch nicht 13°. Auch das sonst so gut durchwärmte Monsungebiet des nördlichen Indischen und des westlichen Pazifischen Ozeans macht keine Ausnahme: südlich von Ceylon sind nur 12.6°, im Bereiche der Karolinen 12.9° verzeichnet. Britische Vermessungsdampfer fanden entlang der neuen Kabellinie nordwärts von Fanninginsel verschiedentlich nur 10° bis 11°, wie das schon 1875 im August die Challengerexpedition bei 150° W. L. zwischen 11° und 5° N. B. festgestellt hatte. Die relativ niedrigsten Temperaturen des Atlantischen Ozeans in der Tropenzone liegen in einem Streifen, der östlich von Ascension unter dem Greenwichmeridian beginnt und sich westwärts auf Fernando Noronha und dann nordwestlich über den Äquator hinaus erstreckt, überall mit weniger als 12°, vielfach noch nicht 11°. Im Gegensatz dazu zieht sich eine große Zone mit über 15°, auf beträchtlichen Strecken 20° Temperatur, im Südpazifischen Ozean von 110° W. L. über den Paumotuarchipel westwärts nach dem Korallenmeer hin, mit der Hauptachse bei 17° S. B. und den höchsten Temperaturen von 22.8° im Paumotuarchipel und 23°, ja 24° bei den Fidschiinseln und Salomonen. Die entsprechende nordpazifische Zone ist weniger intensiv ausgebildet, sie hat ihre Hauptachse am Wendekreise mit knapp 20° bei 180° L.; das sind 6° bis 7° mehr, als am Äquator. Im Indischen Ozean ist der nördliche Teil des Bengalischen und Arabischen Golfs über 16° bis 18° erwärmt, dagegen der warme südhemisphärische Gürtel zwischen Australien, Madagaskar und der Agulhasbank viel breiter an Fläche und höher an Temperatur, indem diese östlich von den Maskarenen 19° und 20° überschreitet. Der Atlantische Ozean ist besonders an der Westseite mit ebenfalls zwei solchen relativ warmen Gebieten ausgestattet. Unter dem Brasilienstrom zwischen Trinidad und Rio geht dabei die Temperatur über 20°, weiter

im Osten in 30° S. B., 0° Grw. knapp über 15°. Dagegen ist der Nordatlantische Ozean in seiner ganzen Breite zwischen 15° und 35° N. B. außerhalb des aufquellenden Küstenwassers der westafrikanischen und ostamerikanischen Küste über 16° erwärmt, wobei die Temperatur nach Westen hin stetig zunimmt, so daß unter dem Antillen- und Golfstrom nicht nur über 20°, sondern sogar über 22° erreicht werden, fast wie im Südpazifischen Ozean. Polwärts geht die 10°-Isotherme unter der Golfstromtrift noch immer bis 55° N. B. am Rande des irischen Schelfs. Dafür sinken die Temperaturen bei der Neufundlandbank auf 2° und bei Westgrönland auf 1°. — In den hohen Südbreiten ist die Temperatur südwärts von 50° S. B., soweit sie bisher untersucht ist, anscheinend um 1° bis 2° höher in 200 m als in 100 m, also über Null. Es ist darauf später noch zurückzukommen.

In **400 m Tiefe** ist derselbe Typus der Anordnung, nur noch ausgeprägter, vertreten; ich gebe anbei eine kartographische Übersicht mit Isothermen von 2° zu 2° (Fig. 61; zum richtigen Vergleich der Areale ebenfalls in flächentreuer Onkoidprojektion). Die relativ kalte äquatoriale Zone ist im Indischen Ozean nicht unter 10° (nur südlich von Java 8.2°), dagegen im Pazifischen bei den Karolinen nur 8° bis 9°, weiter östlich um 10° herum temperiert, gelangt aber im zentralen Atlantischen Ozean stellenweise noch nicht auf 8°, bei Fernando Noronha nur auf 7.1°. Die beiden Zonen maximaler Temperatur haben sich noch weiter polwärts verschoben. Auf der Südhalbkugel ist wieder die südpazifische breiter und intensiver als die anderen; Temperaturen von über 15° sind hier mehrfach, eine solche von 16.0° aber nur einmal bei den Fidschiinseln gemessen. Unter den nordhemisphärischen aber ist jetzt die nordatlantische Zone von ungleich größerer Intensität; auf der Fahrt von St. Thomas über Bermudas nach Halifax hinauf fand die Challengerexpedition zwischen 22° und 40° N. B. überall über 17°, unter dem eigentlichen Floridastrom bei 30° N.B. wurden sogar etwas über 18° gemessen. Unter der Golfstromtrift erreicht die 10°-Isotherme am irischen Schelfrande immer noch 52° N. B.

Der Anblick dieser Isothermenkarte läßt den entscheidenden Einfluß der Meeresströmungen deutlich erkennen, und zwar sind es nicht nur die horizontalen, sondern die damit eng verbundenen vertikalen Bewegungen, die sich hier unmittelbar aufdrängen. Die großen Passattriften beider Hemisphären tragen das erwärmte Tropenwasser westwärts und lassen es in der Nähe der sich entgegenstellenden Küsten nach Norden und Nordosten abbiegen, wie denn auch im Nordpazifischen, und noch mehr im Nordatlantischen Ozean die Stromrichtungen der Oberfläche aus dem Verlauf der Isothermen vielfach noch in 400 m abzulesen sind. Aber die Äquatorialgegenströme, die doch erst recht und ausschließlich von tropisch warmem Wasser aus denselben Passattriften her versorgt werden, sind im Gegenteil um mehrere Zentigrade zu kalt. Also nicht nur, daß bei ihnen derselbe Wärmetransport nach der Tiefe, den wir an und polwärts von den Wendekreisen an der Westseite der Ozeane wirksam sehen, ausbleibt, es tritt sogar ein Defizit an Wärme ein. Sicherlich kann das nur durch ein Aufsteigen von kaltem Wasser aus der Tiefe geschehen; aber wir sind auch genötigt, den starken Wärmeüberschuß in den relativ warmen Zonen auf eine vertikal absteigende Komponente in der Bewegung zurück-

Fig. 61.



zuführen. Das hieraus zu erschließende System der vertikalen Zirkulationen, dessen Kompliziertheit aus unserer Karte fast unmittelbar abzulesen ist, kann uns erst bei späterer Gelegenheit beschäftigen.

Hier sei noch kurz zur Erläuterung des Vorigen eine kleine kalorische Rechnung eingeschaltet. In dem schon mehrfach von uns erwähnten nordatlantischen Kreislaufe liegen 3 Stationen des Challenger, die erste (Nr. 11) mitten im Nordäquatorialstrom, die zweite (Nr. 61) in der Sargassosee östlich von Bermudas, und die dritte (Nr. 85) im Kanarienstrom. Berechnen wir die mittlere Temperatur der Wassersäulen von der Oberfläche bis 200, und von 200 bis 400 m, so erhalten wir folgende Werte.

Datum	N. B.	W. L.	0 bis 200 m	200 bis 400 m
1. März 1874	22° 45′	40° 37′	21.49°	15.98°
27. Juni „	34° 54′	56° 38′	19.06	17.41
19. Juli „	28° 42′	18° 6′	16.57	13.23

Man bemerkt zunächst die auffallend starke Abnahme der Mitteltemperatur auf der ersten Station, wo die untere Hälfte der Wassersäule volle 5.51° kälter ist, als die obere. Bei der Station der Sargassosee beträgt dieser Unterschied nur 1.65°, doppelt so groß (3.34°) ist er bei den Kanarischen Inseln. Schon hieraus läßt sich auf eine Zufuhr von Wärme auf der mittleren Station nach der Tiefe hin, dagegen auf eine Auskühlung von unten her bei den anderen beiden Stationen schließen. Gehen wir nun aber von der Vorstellung eines geschlossenen Kreislaufs wagrechter Strömungen aus und vergleichen wir die Säulenstücke gleicher Tiefe, so zeigt sich vom Nordäquatorialstrom zur Sargassosee und von dieser zum Kanarienstrom im oberen Stück (0 bis 200 m) eine stetige Abnahme um beide Male rund $2^1/_2$°; dagegen im unteren Stück (200 bis 400 m) vom Nordäquatorialstrom zunächst zur Sargassosee eine Zunahme um 1.4°, sodann aber von da nach dem Kanarienstrom die sehr starke Abnahme um 4.2°. Nehmen wir Säulen von 1 qm Querschnitt, so hat demnach das Stück bis 200 m Tiefe von der ersten zur zweiten Station 486 000, von da zur dritten wieder 498 000 große Kalorien abgegeben; die untere Hälfte aber (von 200 bis 400 m) hat im Gegenteil in der Sargassosee gegen den Nordäquatorialstrom 286 000 Kalorien gewonnen, von der Sargassosee zum Kanarienstrom aber 238 000 Kalorien verloren. Der Gewinn ist durch Zufuhr von oben her leicht verständlich. Der Verlust in den anderen Fällen dürfte auf dem Eindringen kalter Wasserteile aus der Tiefe her beruhen. Die der Rechnung zu Grunde gelegten Annahmen sind aber nur angenähert zutreffend.

In **600 m Tiefe** herrscht noch immer dieselbe allgemeine Anordnung, wie in 400 m: der gleiche Gegensatz einer Zone mit äquatorialem Minimum gegenüber Gebieten höchster Temperatur im Westteil der Ozeane bei 30° N. und S. B., nur sind überall die Temperaturgradienten erheblich schwächer. Erreichten sie bei 400 m im allgemeinen noch 7° bis 9°, so jetzt nur 4° bis 5°, außer im Nordatlantischen Ozean, wo nordwestlich von den Bermudasinseln Temperaturen von 16.8°, unter dem Äquator nur 5° bis 5.5° vorkommen. Das Gebiet von mehr als 10° schließt den ganzen Nordatlantischen Ozean zwischen 20° und 40° N. B. ein, die 10°-Isotherme berührt dabei im Osten die Gründe vor dem Kanal in der Breite von Brest. Dagegen sind im Südatlantischen und Nordpazifischen

Ozean auch in der Maximalzone Temperaturen über 10° nicht zu finden, im ersteren gehen sie nur etwas über 8°, im zweiten über 9°. Das südpazifische Maximum, umschrieben von der 9°-Isotherme, erfüllt das Gebiet von den Neuen Hebriden und Fidschiinseln im Norden bis nach Tasmanien im Süden; an mehreren Stellen erhebt sich die Temperatur darin auf 10° bis 11°. Der Indische Ozean übertrifft die beiden anderen: im Norden ist zwar der Bengalische Golf nicht über 9.3° erwärmt, dafür aber das Arabische Meer nördlich von 8° N. B. durchweg über 10°, näher der arabischen Küste über 13°, während sich das südhemisphärische Maximum zwischen 20° und 40° S. B. auf 11° bis 12° erhebt. In der Gegend der Weihnachtsinsel hat der Indische Ozean dafür die außerordentlich niedrige Temperatur von nur 4.4° (nach Schott) aufzuweisen, was für das äquatoriale Minimum überhaupt den geringsten Wert bedeutet. Polwärts von den Maximalgebieten nimmt auf der Südhemisphäre die Temperatur auffallend rasch ab, so daß bei Neuamsterdam 10.7°, sechs Breitengrade südlicher nur noch 5° gefunden werden. Bemerkt sei, daß im ganzen Pazifischen Gebiet östlich von 160° W. L., von 50° N. bis 50° S. keine größeren Temperaturunterschiede überhaupt vorkommen, als von 4°, auf dem weitaus größten Teile der Fläche sogar nur solche von 3° (zwischen 4.5° und 7.5°); wie ebenso im Atlantischen Ozean zwischen 20° N. und 40° S. die extremen Werte nur 9.1° und 4.1° sind, die vorherrschenden Temperaturen aber zwischen 5.0° und 8.0° liegen.

In **800 m Tiefe** nehmen diese Unterschiede noch weiter ab. Zwar sind die Maximalgebiete noch in allen Ozeanen erkennbar, doch schon recht stark gemildert im Vergleich zu denen der höheren Niveaus. Im Pazifischen Ozean liegt das nordhemisphärische Maximum mit 6.0° noch weiter nördlich nahe an den japanischen Inseln unter dem Kuroschio, ein äquatoriales Minimum ist kaum zu erkennen, denn die großen Flächen des Pazifischen Ozeans haben zwischen den Wendekreisen überall 5.0° bis 6.0°; doch hebt sich ein südhemisphärisches Maximum von mehr als 6° im südöstlichen Gebiet zwischen den Neuen Hebriden, den Fidschiinseln, Neuseeland und Tasmanien heraus, das näher an 40° S. B. über 7°, östlich von Tasmanien sogar 8.3° erreicht. In den Breiten polwärts von 40° N. und S. B. sind Temperaturen von 3½° bis 5° die Regel, allerdings liegen südlich von 50° S. B. keine Beobachtungen mehr vor. Im Indischen Ozean ist das tropische Minimum auf 10° bis 20° S. B. verschoben; östlich von Madagaskar hat es wahrscheinlich 6° bis 7°, bei der Weihnachtsinsel 5° bis 6°. Das zwischen Mauritius und Neuamsterdam erkennbare Maximum geht etwas über 9°, das schon bei 600 m stark hervortretende nordhemisphärische Maximum erreicht im Bengalischen Golf etwas über 8°, im Arabischen Meer und Golf von Aden über 11° bis 13°; diese kräftige Durchwärmung bedeutet eine positive Anomalie von mindestens 4° und ist auf den submarinen Ausfluß des hoch temperierten Wassers aus dem Roten Meer zurückzuführen. Ein analoger Vorgang wird im Nordatlantischen Ozean, wenn auch längst nicht so stark ausgeprägt, erkennbar: das nordatlantische Maximum zeigt nämlich drei Kulminationen mit Temperaturen von mehr als 10° und 11°, von denen eine östliche sich von Madeira nach Nordosten in den südlichen Biskayagolf, und nach Osten an die afrikanische Küste erstreckt, die mittlere zwischen den Azoren

und Bermudasinseln, die westliche unter dem Golfstrom (hier mit 13.3°) liegt, während in den Zwischenräumen bei den Azoren 8.6°, östlich von Bermudas 9.4° in den sehr vereinzelten Temperaturreihen nicht überschritten werden. Die 5°-Isotherme verläuft in ausgeprägt nordöstlicher Richtung und umfaßt noch den Islandschelf im Westen. In der atlantischen Äquatorialregion sind Temperaturen von weniger als 5° die Regel, über dem brasilianischen Becken sogar von etwas unter 4°. Das südatlantische Maximum erhebt sich über 5°, seine Kulmination liegt gerade über dem Walfischrücken mit 6° bis 7°.

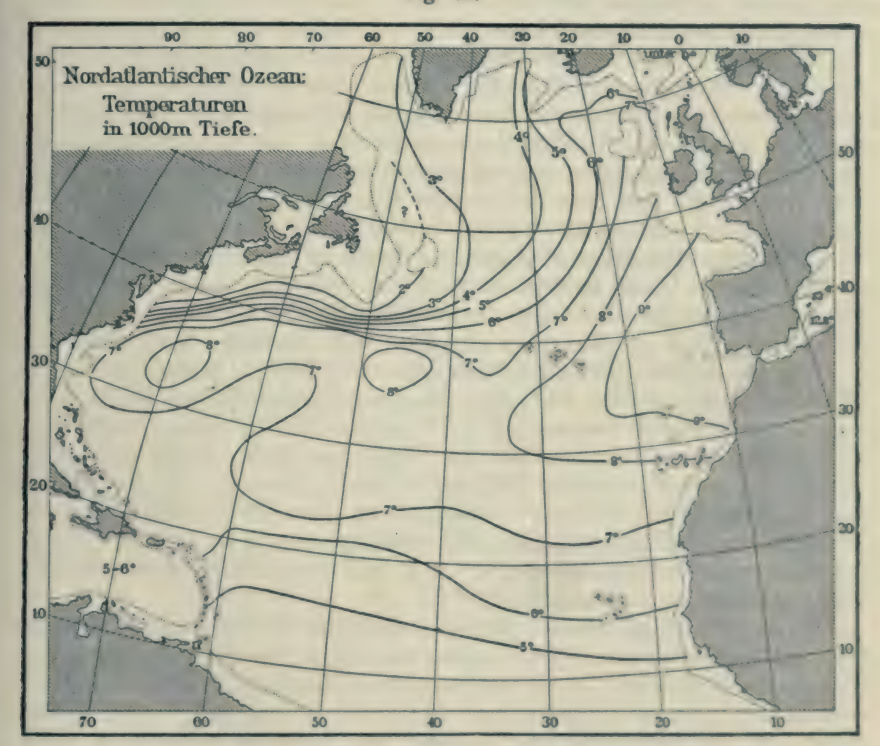
In **1000 m Tiefe** ist die Ausgleichung so weit vorgeschritten, daß im ganzen Pazifischen Ozean, abgesehen von den Gebieten entlang den Aleuten und Kurilen, sowie südlich von 55° S. B., nirgends Temperaturen unter 3° und über 7° verzeichnet sind, wobei die Isotherme von 6° aber nur ganz kleine Flächen in den australischen Gewässern umschreibt. Temperaturen zwischen 4° und 5° beherrschen den weitaus größten Teil der Flächen. Das gilt auch für die größere Hälfte des Indischen Ozeans nördlich von 45° S. bis 5° N. B. Ein schwaches südhemisphärisches Maximum liegt noch zwischen Madagaskar und Neuamsterdam (mit höchstens 7.3°). Nordwärts vom Äquator nehmen die Temperaturen aber ständig zu, in 5° N. B. wird 7°, in 10° B. 8° überschritten, im Golf von Aden bis 10.0° erreicht, von der arabischen Küste nach Bombay hinüber sind sogar von Shortland[1]) als Durchschnittswert 11.9° verzeichnet. Man hat auch hier wieder nichts anderes vor sich, als die Erwärmung durch den warmen Unterstrom aus der Straße Bab-el-Mandeb; diese örtliche Anomalie beträgt jetzt 5° gegenüber dem Bengalischen Golf unter gleicher Breite oder im Vergleich zur Äquatorialzone. — Kühler als der Indische und nur dem Nordpazifischen Ozean vergleichbar, ist der Südatlantische. Temperaturen von mehr als 5° treten nur in der Nähe des sogenannten Walfischrückens auf, mit einer Kulmination von 6.0° als letzter Spur eines südhemisphärischen Maximums, das aber nach Süden, Westen und Osten von Temperaturen unter 4° umgeben ist. Auch im Innern des Guineagolfs kommen noch einmal 5.3° nördlich vom Äquator vor, sonst herrschen nördlich von 40° S. B. Temperaturen von 3.0° bis 4.5°, und erst nördlich von 15° N. B. tritt eine weitere Steigerung ein. Dieses nordatlantische Maximalgebiet ist auf beistehender Karte (Fig. 62) besonders dargestellt; ältere Lotungen von W. Carpenter und neuere des Fürsten von Monaco in der Spanischen und Biskayasee forderten zu einer Revision des von Schott gegebenen Bildes auf. Wir sehen Temperaturen von über 7° in einer nach Osten hin stetig breiter werdenden Fläche herrschen, solche über 8° im westlichen Gebiet nur an zwei getrennten Stellen, dagegen ist die ganze Spanische See von den Azoren und Kanarischen Inseln an nach Osten und Nordosten über 8°, näher am Lande über 9° erwärmt. Der Fürst von Monaco fand am Nordrande der Biskayabai mehrfach Temperaturen von fast oder genau 10°, und nördlich von Madeira (35° 43′ N., 17° 50′ W.) sind sogar 10.4° von der Gazelleexpedition gemessen. Wie sich die Temperaturen weiter östlich auf die Straße von Gibraltar zu verhalten, können wir aus einigen Beobachtungen von W. Carpenter auf der Porcupine

---

[1]) Bei **Prestwich**, Phil. Trans. R. S. London 1875, S. 642.

(Sommer 1870) ungefähr schließen[1]). Die 1000 m-Linie geht nicht über 7° W. L. nach Osten, die trennende Schwelle, zwischen den Vorgebirgen von Spartel und Trafalgar gelegen, hat, soviel man weiß, kaum mehr als 350 m Satteltiefe: das ausströmende Bodenwasser hat hier nach Carpenter 12.8°. Ein wenig westlich von dieser Schwelle (in 35° 50′ N., 5° 57′ W.) ist nun die Temperatur von 12.1° am Boden in 362 m gemessen, kaum 3 Seemeilen weiter westwärts in 348 m waren nur 11.8° und näher an der 1000 m-Grenze 10.1°, nördlich von 36° N. B. in 706 m wieder 11.6°. Hieraus ist zu ent-

Fig. 62.



nehmen, daß die Temperaturen in 1000 m vor der Bucht von Cadiz nirgends 11° überschreiten werden. Da normalerweise diesem Niveau etwa 8° zukommen dürften, beträgt die Erhöhung durch den warmen Unterstrom des Mittelmeeres rund 3° — eine sehr viel geringere Wirkung, als wir sie bei den Salzgehalten nachweisen konnten (S. 389). Auch gegenüber dem Ausfluß aus dem Roten Meer in den Golf von Aden und in das Arabische Meer tritt der Unterstrom des Mittelmeeres an Bedeutung zurück: das ausströmende Mittelmeerwasser hat aber ursprünglich auch nur 12.8°, das des Roten Meeres aber 21.5°. Dennoch wird die Fernwirkung des

[1]) Wyv. Thomson, Depths of the Sea, London 1873, p. 203 f. Vergl. Proceed. R. Soc. London 1872, Bd. 20, p. 105 f., auch 1871, Bd. 19, p. 163 u. 194 und Berghaus, Phys. Atlas Taf. 24, Nebenkarte: Straße von Gibraltar.

Mittelmeerwassers, namentlich nach Norden hin, verstärkt durch eine auf dem Windstau der Westwinde beruhende, nach der Tiefe gerichtete Bewegungskomponente der Gewässer an der Nordostseite des Nordatlantischen Ozeans, die sich aus der gleichartigen Anordnung der Isothermen und damit zusammenhängenden positiven Anomalie in allen Schichten von der Oberfläche an bis 2000 m hinab entnehmen läßt. Das tritt auch in den größeren Tiefen, immer schwächer werdend, noch hervor.

In **1500 m Tiefe** sind die soeben beschriebenen Fernwirkungen des Mittelmeeres noch im Verlaufe der 5°-Isotherme erkennbar, die von der afrikanischen Küste in 22° N. B. zwischen den Kapverdischen und Kanarischen Inseln nach Westen, sodann über die Azoren nach der Rockallbank hinauf geht, während zwischen Madeira und dem Nordrande der Biskayabai nicht nur Temperaturen über 6°, sondern einmal sogar (auf der schon vorher genannten Station der Gazelle) von 7.2° vorkommen. Sonst finden sich Temperaturen von 5° und etwas darüber nur in der Sargassosee südöstlich von Bermudas verzeichnet, während im übrigen Atlantischen Ozean außerhalb der Polarströme eine gleichmäßige Temperatur von 3° bis 4° herrscht. Etwas unter 3° bleiben dabei die Südbreiten jenseits des Wendekreises, etwas über 4° gehen die Gewässer unter dem Guineastrom. — Der Indische Ozean ist etwas wärmer, insofern südlich vom Äquator die Flächen von weniger als 3° erst jenseits 40° S. B. einsetzen. Im nördlichen Teil hat der Golf von Bengalen 4° bis 5°, das Arabische Meer aber über 5°, Shortland gibt zwischen Bombay und den Khuria Muriainseln sogar 9° und im Golf von Aden 7.4°; diese Temperaturen sind jedoch im Hinblick auf eine Messung G. Schotts auf der Valdivia von 5.7° unweit von Aden wohl sicher zu hoch ausgefallen. Im Pazifischen Ozean haben wir wieder nur Temperaturen zwischen 2.5° und 4.0°, die letzteren nur an der ostaustralischen Küste vereinzelt; westlich von der amerikanischen Tropenküste bis zu den Galápagos hin, im inselreichen Südwestteil und merkwürdigerweise auch südlich von 40° S. B. sind über 3°, im ganzen übrigen Ozean 2.5° bis 3° vorherrschend.

In **2000 m Tiefe** sehen wir die thermische Gleichmäßigkeit so weit vorgeschritten, daß im ganzen Pazifischen Ozean, im südhemisphärischen Teil des Indischen und an der Südwestseite des Südatlantischen die Temperaturen allgemein nur noch zwischen 2° und 3° liegen. Mehr als 3° werden bei der Cocosinsel und im Golf von Bengalen verzeichnet, noch höhere Temperaturen im Arabischen Meer (5° bis 6°). Der Atlantische Ozean hat sonst meist über 3°, in dem Südwestteil der Sargassosee und in der Spanischen See vom Wendekreise nordwärts bis zum Kap Finisterre östlich von 20° W. L. etwas über 4°.

In **3000 m Tiefe** sind die örtlichen Unterschiede noch geringer. Im Pazifischen Ozean herrschen Temperaturen von 1.6° bis 2.2°, und nur wo sich rings abgeschlossene Becken mit einer Schwellentiefe von weniger als 3000 m Tiefe im Inselmeer nördlich von Neuseeland finden, begegnen wir schon einigen Anzeichen von homothermen Grundschichten mit höherer Temperatur. So sind im Fidschibecken von den britischen Vermessungsdampfern häufig Temperaturen von 2° bis 2.7°, aber auch vereinzelt 1.8° und 1.9° beobachtet, so daß der volle seitliche Abschluß des Beckens hier noch ungewiß ist. Das Hebridenbecken mit 2.0° scheint

nach Norden hin noch geöffnet, das Korallenbecken aber mit 2.2° bis 2.7° rings abgeschlossen. Hier kommen die Einstellungs- und Ablesungsfehler der Tiefseethermometer schon so weit zur Geltung, daß man mit Schlußfolgerungen vorsichtig sein muß. Da, wo der Kurs der Challengerexpedition südlich von den Hawaiischen Inseln von den zahlreichen Lotungslinien der britischen Kabeldampfer geschnitten wird, zeigen die Thermometer der letzteren durchweg um 0.3° bis 0.5° höhere Werte, als die des Challenger. Auch im Indischen Ozean herrscht große Gleichmäßigkeit, nördlich von 40° S. B. bis hinauf zum Äquator 1.3° bis 1.9°; nur östlich von der Cocosinsel vereinzelt 2.0° bis 2.7° und ebenso im Arabischen und Bengalischen Meer 2.5 bis 2.9° als höchste Temperaturen. Etwas höher als im Indischen und Pazifischen Ozean sind im Atlantischen die Temperaturen: nördlich von 40° S. B. nirgends unter 2° und Werte zwischen 2.2° und 2.9° bilden durchaus die Mehrheit unter allen Beobachtungen. Nur unter dem Ostteil des Guineastromes und in der Sargassosee sind mehr als 3°, als Maximum 3.7° verzeichnet, so daß wir insgesamt die örtlichen Unterschiede sich innerhalb eines Grades bewegen sehen.

In **4000 m und mehr Tiefe** machen sich die Bodenschwellen in ihrer Funktion als unterseeische Wasserscheiden schon sehr entschieden bemerkbar, so daß die Anordnung nicht mehr so einfach bleibt und es sich empfiehlt, die größeren Tiefen mit den eigentlichen Bodentemperaturen zusammen zu behandeln. Auch müssen wir nunmehr die bisher zurückgestellten hohen und höchsten Südbreiten zum Teil mit heranziehen.

Im Nordpazifischen Becken, das sich nach der Annahme der Kartographen (S. 123) nördlich vom Wendekreise mit dem weitaus größten Teil seiner Fläche tiefer als 5000 m einsenkt, wurden von der Challengerexpedition schon von 4000 m abwärts nahezu gleichbleibende Temperaturen auch bis 6000 m und mehr in der Höhe von 1.6° bis 1.7° gemessen und später von Alex. Agassiz auf dem Albatroß, wie kürzlich vom Dampfer Nero[1]) aus bestätigt; die Angaben der Tuscarora sind anscheinend wegen zu hoher Druckkorrektion der Tiefseethermometer durchweg um 0.7° zu niedrig, die der britischen Kabeldampfer auf der Strecke von Fanninginsel nach Vancouver bei 4000 m noch um 0.3° höher, bei 5000 m aber den anderen gleich. Dieselbe Temperatur von 1.7° herrscht in der Philippinenbucht und in den tiefen Senken, die sich südlich von den Hawaiischen Inseln und südöstlich davon auf den Äquator zu anordnen. In Südbreiten sind über den nur wenig mehr als 4000 m messenden Gebieten nördlich und westlich von der Osterschwelle 1.3° bis 1.9° beobachtet, zwischen den Paumotu-Atollen 1.5°, in den Tonga- und Kermadecgräben 1.1° bis 1.9°, weiter nach Süden hin 1.3° bis 1.4°, während die Bodentemperaturen im Chilenisch-Peruanischen Becken wechselnd zwischen 0.6° und 1.9°, meist aber zu 1.8° angegeben werden. Das Pazifisch-Antarktische Becken hat 0.9° bis 1.3°, nach dem antarktischen Südrande hin nach Messungen der Belgica[2]) etwa 0.6°. Überall hat man es offenbar noch mit Abweichungen innerhalb der Instrumentalfehler zu tun, die sich für so große Tiefen auch nicht leicht werden vermindern lassen.

[1]) Vergl. einige Einzelheiten schon oben S. 379.

[2]) Dies, wie manches im folgenden, ist nach der sehr klaren Darstellung G. Schotts in Petermanns Mitt. 1905, S. 241 f. aufgenommen.

Die Ostaustralische Bucht mit 1.0° bis 1.2° in den wenigen über 5000 m hinabreichenden Tiefen gibt den Übergang zum Indischen Ozean, wo alsbald in der Südaustralischen Mulde und in den ebenfalls über 5000 m tiefen Räumen westlich vom australischen Festland bis zur Weihnachtsinsel hinauf die Bodentemperaturen etwas unter 1° hinabgehen (0.8° bis 0.9°). Ebenso hat die an die Kerguelenmulde nordwärts sich anschließende und bis nahe an Mauritius heranreichende Einsenkung am Boden unter 1°, im übrigen, großen tropischen Teil aber zwischen 1° und 2°; so hat auch der deutsche Vermessungsdampfer Planet im Sundagraben nur zwischen 1.0° und 1.2° beobachtet. Bis hier hinauf reichen also die um ½° kälteren Gewässer der hohen Südbreiten nicht. In der bereits erwähnten Kerguelenmulde selbst werden die Bodentemperaturen nach Süden hin niedriger, 0.2° bis 0.4°; und in dem von der Valdivia enthüllten über 5000 m tiefen Atlantisch-Indischen Südpolarbecken sinken sie weiter unter 0° bis — 0.5°. Dieses eiskalte Wasser erfüllt dann weiter nordwärts nicht mehr die ganze Kapmulde, in deren südlichen Teilen der deutsche Vermessungsdampfer Planet[1]) im Mai 1906 in 5000 bis 5700 m 0.0° bis 0.7°, je weiter nach Süden desto weniger, die Valdivia ebenso 0.4° bis 0.7° fand, während im Nordwesten, jenseits 40° S. B. die Bodentemperaturen mindestens 0.9°, meistens 1.1° bis 1.4° in mehr als 4500 bis 5200 m messen: hier scheint sich eine Wasserscheide von etwa 4000 m Satteltiefe als Schranke vom Südende der Südatlantischen Schwelle nach Nordosten zum Kaplande hin quer vorzulegen, also die Kapmulde unserer Karten zu teilen. Um so freier vermag das kalte Bodenwasser nach Nordwesten in das Argentinische Becken vorzudringen, wo Bodentemperaturen von 0.1° bis 0.4° schon seit der Challengerexpedition bekannt sind; ja, nur wenig erhöht setzen sie sich auch um den Riogranderücken herum noch in das Brasilianische Becken weit nordwärts fort, bis ihm endlich die Atlantische Schwelle am Äquator eine Schranke setzt: bei Fernando Noronha hat der Kabeldampfer Silvertown (1891) in 4650 m sogar nur noch 0.1° gemessen (wohl etwas zu niedrig).

Im auffallenden Gegensatze hierzu enthält die Südafrikanische Mulde nordwärts vom Walfischrücken und östlich von der großen Mittelschwelle auch in den größten über 5000 m messenden Tiefen kein kälteres Wasser als von + 2.2° bis 2.6°. Wie schon einmal bei Darstellung der Tiefenverhältnisse (S. 119) erwähnt wurde, ist diese Absperrung des Ostteils des Atlantischen Beckens schon während der Challengerexpedition von deren Leiter Sir Wyville Thomson erkannt worden; die Temperaturlotungen der Gazelle ließen diesen merkwürdigen Gegensatz aufs deutlichste hervortreten. Da der Nordatlantische Ozean auch nach Norden hin gegen das Eindringen von arktischem Bodenwasser durch die höchstens 550 bis 580 m tiefen Schwellen zwischen den Shetlandinseln und Island, in der Dänemarkstraße und Baffinbai geschützt ist (S. 129), bleiben auch an seinen tiefsten Stellen die Bodentemperaturen stets bei 2.0° bis 2.6°. Ein deutlicher Unterschied zwischen der Nordafrikanischen Mulde und dem Nordamerikanischen Becken tritt nach unserer gegenwärtigen Kenntnis nicht hervor; einzelne Bodentemperaturen in der Austiefung südwestlich von Bermudas mit 1.5° werden durch nahe benachbarte mit

[1]) Ann. d. Hydr. 1906, p. 461 f.

2.2° bis 2.5° in Zweifel gestellt. Es ist jedenfalls eine Verbindung zwischen den beiden nordatlantischen Seitenbecken durch die zentrale Schwelle von 3900 bis 4000 m Tiefe vorhanden, während eine solche vom Nordamerikanischen zum Brasilianischen Becken fehlt. Wenn J. Y. Buchanan[1]) auf Grund seiner zahlreichen Thermometerbeobachtungen an Bord des Kabeldampfers Buccaneer (im Jahre 1886) zu dem Schlusse kam, daß sich die Südafrikanische Mulde durch zwei Rücken weiter gliedere, deren einer von St. Helena nach den Guineainseln auf Kamerun zu führe, während der zweite Ascension über den Äquatorialrücken (in etwa 13° W. L.) mit der afrikanischen Pfefferküste (zwischen Monrovia und Kap Palmas) verbände, so glaube ich nicht, daß seine Thermometer fein und zuverlässig genug waren, ihm unter allen Umständen die Temperaturen innerhalb von 0.1° Fahr. oder 0.055° C. richtig zu liefern. Die Liberiaschwelle sollte etwa 3500 m Tiefe und östlich von sich im Guineagolf Bodentemperaturen von 2.42° bis 2.49° besitzen, während nach der Nordafrikanischen Mulde hin nur 2.28° zu finden wären. Das Vermessungsschiff Planet fand im Gegensatz dazu im Januar 1906 östlich vom hypothetischen Liberiarücken (in 2° 2′ N., 5° 44′ W., 5138 m) nur 2.2°, dagegen in der Nordafrikanischen Mulde (in 11° 8′ N., 22° 4′ W., 5129 m) 2.6° als Bodentemperatur[2]).

Alle diese atlantischen Binnen- und Randschwellen schaffen natürlich nur dann einen absoluten Abschluß der Gewässer zu ihren beiden Seiten, wenn sie keine Eintiefungen besitzen, über welche das kältere und schwerere Wasser in die Nachbarmulde einströmen kann. Aber auch wenn solche Tore vorhanden, dabei nur schmal als Rinnen ausgebildet sind, bleibt ihre Wirkung nur gering und verliert sie sich rasch schon in einem geringen Abstande von der Einströmungsstelle. Derartige Fälle sind mehrfach bekannt geworden. Wir werden, soweit der Wyville-Thomsonrücken und die Färöerbank in Betracht kommen, bei Darstellung der Strombewegungen, insbesondere der Vertikalzirkulationen, darauf eingehen müssen[3]). Ein drittes Beispiel liegt in der Atlantischen Schwelle unmittelbar am Äquator westlich von dem großen Romanchetief (0° 11′ S., 18° 15′ W.) vor: Hier berichtet E. v. Drygalski[4]) von einer völligen Durchbrechung des Äquatorialrückens mit großen Tiefen von rund 5000 m, so daß durch diese Pforte die niedrigen Temperaturen des Brasilianischen Beckens und damit indirekt die des südlichen Eismeeres Eintritt in das Nordafrikanische Becken finden können. Jedenfalls aber macht sich dieser Zufluß nicht mehr in 2° bis 3° N. B. bemerkbar, denn hier hat die Challengerexpedition auf 6 Stationen zwischen 14° und 25° W. L. überall die normale Bodentemperatur des Nordafrikanischen Beckens (2.2° bis 2.6°) gemessen, was durch die modernen Thermometer an Bord des Planet nur bestätigt worden ist, wie wir eben sahen. —

Blicken wir zurück auf die schichtweise Verteilung der Temperaturen, so zeigt sich, daß die in geringeren Tiefen noch deutlichen, auf unmittelbaren klimatischen oder Insolationswirkungen beruhenden Unterschiede schon in 100 m wesentlich verschoben und in 400 m durch ein ganz ab-

[1]) Scottish Geogr. Magazine 1888, p. 196.
[2]) Ann. d. Hydr. 1906, S. 356.
[3]) Vergl. Ozeanographie II[1], S. 292.
[4]) Zum Kontinent des eisigen Südens S. 637.

weichendes Bild ersetzt sind, das rein äußerlich betrachtet an die Luftdruckzonen im Meeresniveau erinnert, mit ihren hohen Barometerständen in den beiden Zonen der Roßbreiten, ihren niedrigeren in der Äquatorialzone und ganz niedrigen polwärts. Nur besteht im Ozean die sehr wesentliche Abweichung, daß die Kerne dieser höher temperierten submarinen Roßbreiten nicht wie im Luftmeer nach Osten, sondern nach Westen verschoben sind. Des weiteren sahen wir die überhaupt vorhandenen Unterschiede in den Wassertemperaturen außerhalb der schon polar beeinflußten hohen Breiten rasch abnehmen, je größer die Tiefen, so daß von 2000 m abwärts, wo es sich fast überall um Temperaturen bei 2° bis 3° handelt, die Fehler der Instrumente beinahe schon von gleicher Größenordnung wurden. Im ganzen aber ist die große Masse der ozeanischen Gewässer sehr kalt; wir werden daher eine recht niedrige Mitteltemperatur erwarten müssen.

Die thermische Schichtung läßt sich auch noch in anderer Weise darstellen, ohne daß natürlich das Ergebnis ein anderes würde, indem man für eine gegebene Temperatur die Lage unter dem Meeresspiegel an möglichst vielen Punkten feststellt und dann die Gestalt dieser Isothermfläche mit ihren örtlichen Annäherungen an die Oberfläche oder ihrem Zurückweichen nach unten durch Linien gleicher Isothermtiefen kartographisch ausdrückt, also für jede Isothermfläche eine Tiefenkarte schafft. Auch dieses Hilfsmittel der Isothermobathen, wie er es nannte, hat G. Schott[1]) zuerst für den Indischen und Atlantischen Ozean angewandt, wobei er die Isothermflächen von 20°, 15°, 10°, 5° und 3° konstruierte. Solche ausgeprägten Züge in der Temperaturanordnung, wie sie sich als Gegensatz des Atlantischen gegen den Indischen Ozean im ganzen darboten, oder wie sie unter der nordatlantischen Sargassosee, in der Spanischen See, und im Arabischen Meer im besonderen, zu erwähnen waren, treten natürlich hierbei auch sehr auffällig hervor. Beispielsweise erhebt sich die Isothermfläche von 5° im südatlantischen Äquatorialstrom bis 620 m, im Indischen aber nirgends höher als 900; dafür liegt sie in der nordatlantischen Sargassosee bei 1450, in der Spanischen See in mehr als 1700 m, im Arabischen Meer in mehr als 1800 m Tiefe; im südatlantischen Roßbreitenmaximum senkt sie sich fast 400 m tiefer als im Äquatorialstrom, nämlich auf 1010 m, im Indischen bis 1290 m.

Indem wir uns nunmehr der bisher beiseite gelassenen Anordnung der Temperaturen in den höheren Breiten der Ozeane zuwenden, fassen wir zunächst die Verhältnisse im Süden von 50° S. B. ins Auge. Wir haben es hier mit Meeresräumen zu tun, die, je südlicher, desto stärker treibendes Eis führen, das bei 63° bis 65° S. B. schon große Flächen einnimmt, in Gestalt von Schollen und stellenweise von Packeis, dabei immer von gewaltigen Eisbergen, ja wahren Eisinseln durchsetzt wird. Südwinde, vom antarktischen Festland her wehend, tragen niedrige Lufttemperaturen herbei, die weit unter den Gefrierpunkt des die Oberfläche bedeckenden Seewassers hinuntergehen. Der Druck der Stürme und der oft sehr heftige Seegang halten dieses Eis außer in nächster Nähe des Festlandes in lockerem Gefüge. Das Schmelzwasser erniedrigt den Salzgehalt und lagert so eine Deckschicht von dünnem, seinem Gefrierpunkt nahen Wasser im Bereiche dieses Treibeises ab. Diese Deckschicht wird schützend auf die unteren salzreicheren Schichten insofern wirken, als sie niedrige Temperaturen

[1]) Im Atlas zum S. 422, Anm. 1, zitierten Valdiviawerk Taf. 23 bis 27.

nicht durch Versinken der bei Abkühlung schwerer werdenden Wasserteilchen nach unten transportiert, denn das Dichtemaximum des dünnen Oberflächenwassers erreicht das örtliche spezifische Gewicht der tieferen, wenn auch etwas wärmeren Schichten nicht. Wo sich eine geschlossene Eisdecke bildet, wirkt diese als unmittelbarer Schutz, da Eis ein schlechter Wärmeleiter ist. Aber beim Gefrierprozeß wird, wie wir bereits bemerkt haben (S. 367), das Salz ausgeschieden. Dieses muß nun seinerseits in die Tiefe sinken, wobei es nicht nur die nächstfolgenden Schichten anreichert, sondern zugleich auch als Träger der Gefriertemperatur nach der Tiefe hin auftritt. Die Folge ist eine sehr starke Auskühlung der oberen Schichten dieses eisführenden Südmeeres mit Temperaturen unter 0° bis gelegentlich nahe an — 2°. Wie in den warmen Meeren die Quelle der Erwärmung an der Oberfläche liegt, so hier die der Auskühlung: dort war die Verdunstung der entscheidende Vorgang, hier ist es das Ausfrieren der Salze.

Welche verwickelte Wärmeschichtung zu stande kommt, indem diese Vorgänge von oben her und Ausgleichungsströme von der Seite und Tiefe her wirken, ist aus nachstehender tabellarischer Übersicht erkennbar, die ich G. Schott entnehme und durch eine Station E. v. Drygalskis im Packeise nahe bei Kaiser Wilhelm II.-Land vervollständige[1]. Die Mes-

Antarktische Temperaturschichtung.

Tiefe (m)	1 Valdivia 56° S 15° O	2 Valdivia 62° S 56° O	3 Challenger 61° S 80° O	4 Gauß 65½° S 85½° O	5 Belgica 70½° S 94° W	6 Belgica 61° S 63° W
0	— 1.5°	— 1.0°	+ 1.4°	— 1.80°	— 1.8°	3.2°
25	— 1.6	— 1.2	1.3	— 1.78	— 1.7	2.6
50	— 1.5	— 1.4	1.1	— 1.76	— 1.5	1.3
75	— 1.3	— 1.6	— 0.6	— 1.75	— 1.6	— 1.0
100	— 1.5	— 1.1	— 1.0	— 1.77	— 1.7	— 0.9
125	— 0.6	+ 0.1	— 0.1	— 1.83	— 1.1	— 1.4
150	— 0.5	0.8	+ 0.1	— 1.87	— 0.5	— 0.9
175	+ 0.2	1.1	0.4	— 1.90	+ 0.3	+ 0.4
200	0.5	1.4	0.3	— 1.90	1.0	1.0
300	0.6	1.7	0.0	— 1.70	1.5	1.3
400	0.6	1.6	0.2	— 1.05	1.7	1.8
500	0.6	1.4	1.9	— 0.30	1.5	1.9
1000	0.8	1.6	1.8	+ 0.35	1.2	1.9
1500	+ 0.1	1.6	1.8	0.00	0.8	1.6
2000	— 0.2	+ 0.6	?	0.00	—	1.2
3000	— 0.3	— 0.3	?	— 0.20	—	0.6
Boden	— 0.3	— 0.4	— 0.4	—	—	0.6
Tiefe	4090	4636	3612	2821	1750	3690

[1] Valdiviawerk S. 190; Veröff. Inst. f. Meereskunde Heft 5, Berlin 1903, S. 142 nach graphischer Darstellung interpoliert, wobei die erhaltenen Zahlen nur mit einem Fehler von ± 0.02° genau sein können.

sungen des Challenger, die mit Indexthermometer, obschon vorsichtig, ausgeführt sind, können im Vergleich zu den nahe benachbarten des Gauß nicht als einwandfrei gelten und sind nur der Vollständigkeit wegen mit aufgenommen.

Die Tabelle zeigt in der ersten Spalte die Temperaturen der Bouvetregion, in der zweiten die nördlich von Enderbyland, in der dritten und vierten vor Kaiser Wilhelm II.-Land, in der fünften vor Alexander I.-Land und in der letzten die der Drakestraße. Die Bouvetregion (Spalte 1) ist durchweg niedriger temperiert, als die Enderbystation, am kältesten erscheint die Packeisstation des Gauß; die pazifische der Belgica ist ebenfalls merklich kälter, als die der Drakestraße, die noch wärmer ist, als die des Challenger. Dabei zeigt sich bei allen doch ein paralleler Gang insofern, als unter einer stark ausgekühlten Schmelzwasserschicht von 120 bis 175 m, beim Gauß erst in mehr als 580 m, die Temperatur über 0° kommt, dann weiter noch mehr oder weniger rasch ansteigt, um von 1500 m ab wieder zu fallen und am Boden mit —0.3° bis —0.4° ein zweites Minimum zu erreichen. Die hohe Bodentemperatur der Belgica in der Drakestraße erscheint der Bestätigung bedürftig. Wir haben also im großen und ganzen eine mesotherme Anordnung in drei Hauptschichten vor uns.

Um die thermischen Unterschiede dieser hochsüdlichen Meere besser zu veranschaulichen, hat W. Meinardus den glücklichen Gedanken gehabt, nicht die Mitteltemperaturen der Wassersäulen, sondern ihre Wärmeinhalte, ausgedrückt in Kalorien, einander gegenüberzustellen, wobei er die Wärmemenge einer Wassersäule von der Temperatur 0° gleich Null setzte, sodann weiter den Wärmeüberschuß über die Bouvetregion (Kol. 1) berechnete. Ich gebe seine Relativzahlen, ausgedrückt nach der Einheit von 100 000 großen Kalorien nachstehend wieder und füge sowohl die Werte der neuen Gaußstation (Kol. 4) hinzu, wie auch einer Station im nördlichen Eismeer nach den Beobachtungen Nansens an Bord der Fram im Zentralbecken (81° N., 121° O.)

Wärmeüberschuß über die Bouvetregion (in 100000 Kg-Kal.)

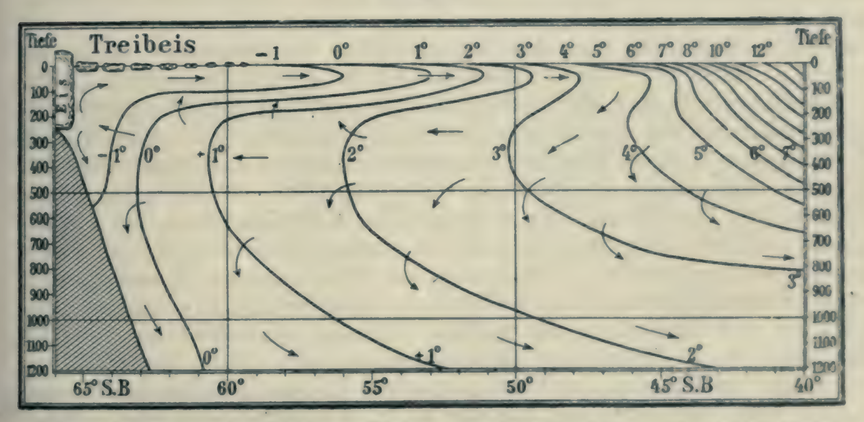
Wassersäulen	2 Valdivia	3 Challenger	4 Gauß	5 Belgica	6 Belgica	7 Fram
0 bis 500 m	+ 3.9	+ 3.2	— 7.0	+ 2.3	+ 5.0	— 1.4
500 „ 1000	+ 4.0	+ 5.5	— 3.4	+ 3.2	+ 6.0	— 3.0
1000 „ 2000	+ 11.6	—	— 1.1	—	+ 13.8	— 6.7
0 bis 2000	+ 19.5	(+ 8.7)	— 11.5	(+ 5.5)	+ 24.8	— 11.1

Hiernach hat die Gaußstation im Treibeis vor Kaiser Wilhelm II.-Land den gleichen geringen Wärmeinhalt, wie die Framstation im nördlichen Eismeer; die anderen Stationen sind alle wärmer, als die der Bouvetregion, am meisten die Station der Drakestraße.

Wollen wir eine Erklärung dieser großen Gegensätze versuchen, so müssen wir noch auf die Salzgehalte und auf die Stromvorgänge einen Blick werfen. Leider liegen ganz einwandfreie Bestimmungen des Salz-

gehaltes nur vom Gauß vor, aus denen zu entnehmen ist, daß von 750 m abwärts bis zum Boden volle Homohalinität mit 34.65 Promille herrscht, während an der Oberfläche nur 33.03, in 90 m aber schon 34.23 Promille waren, und von da weitere Zunahme bis zum genannten Maximum folgte. Schott gibt nach Aräometerbeobachtungen für das mit Sigsbeeschöpfer aufgeholte kalte Bodenwasser nur 34.4 bis 34.5 Promille, und hat ein Maximum von 34.6 bei 1600 m. Die Salzgehalte des Challenger stimmen nicht untereinander, zeigen aber schon in 90 m 34.45, in 180 m 34.70 und lassen von 370 m abwärts 34.75 bis 34.64 als Andeutung einer homohalinen Schicht vom gleichen Salzgehalt, wie beim Gauß, erkennen. Eine völlig genügende Aufklärung für die antarktische Temperaturschichtung und ihre örtlichen Unterschiede ist deshalb zur Zeit kaum möglich. Man wird

Fig. 63.



Schema der Temperaturschichtung und der vertikalen Stromkomponenten in den hohen Südbreiten.

aber nicht umhin können, hier ausgeprägte horizontale und auch vertikale Bewegungen im Wasser anzunehmen. Für die Oberschicht kommt in Betracht eine allgemeine Abströmung des Schmelzwassers nach niederen Breiten, wobei das kalte Wasser durch Insolation und Wellenwirkung von oben her erwärmt wird; dieser Oberstrom ist durch die nach Nordwesten gerichteten Triften des Gauß als erwiesen zu betrachten. — Die wärmere Mittelschicht dürfte auf einen Kompensationsstrom zurückzuführen sein, der das in der Oberschicht abfließende Wasser ersetzt; er wird langsamer sein, als der Oberstrom, da er mindestens eine doppelt so hohe, meist die vierfache Wassersäule beherrscht. In der Tiefe liegt dann homohalines, nach unten hin kälteres, zuletzt auf —0.4° abgekühltes Wasser, das an der Eiskante selbst entstehen dürfte in der Art, wie das bei den später zu beschreibenden Eisschmelzströmen nach Otto Petterssons Theorie zu geschehen pflegt und auf beistehender Figur 63 schematisch dargestellt ist. Die allgemein stärkere Auskühlung der Bouvetregion beruht wohl auf einem hier langsameren Abfluß des Oberstroms, also einer Anstauung reichlicher Massen der Oberschicht, womit dann eine Verlangsamung des wärmeren Unterstromes, d. h. eine Abschwächung seiner Wärmezufuhr

Hand in Hand geht: die niedrigen Temperaturen der Oberschicht wirken dann auskühlend in die Mittelschicht hinein, vielleicht durch Strahlungsausgleich, aber auch durch mechanischen Transport. Die Anstauung selbst steht wahrscheinlich im Zusammenhang mit der eigentümlichen Lage der Bouvetregion im südhemisphärischen Stromsystem. Westlich hievon scheint mir die Stelle zu liegen, wo die entlang dem antarktischen Festlande von den Süd- und Ostwinden nach Westen gedrängten Eismassen in breiter Front nach Norden umschwenken, um in die Westwindtrift überzugehen. Die eigenartige Gliederung des Südatlantischen Ozeans, insbesondere seine Verengung nach der Drakestraße hin, lassen diese Wendung mechanisch verständlich erscheinen, wie später bei Darstellung der Meeresströme noch auszuführen ist. Jedenfalls bin ich geneigt, gerade für die Bouvetregion eine Art von Drehpunkt der Zirkulation anzunehmen, also ein Gebiet, das nur geringe horizontale Wasserverschiebungen erfährt, dafür aber, in analoger Wirkung wie in der Sargassosee, einen merklichen vertikalen Transport nun aber ausgekühlter Wasserteilchen nach der Tiefe hin unterhält. — Die Station des Gauß liegt im Packeise und nahe an der Eisküste, so daß sich die Mittelschicht nur wenig mächtig entwickeln kann, während die Oberschicht durch Frostwirkung mit ihren kalten Mutterlaugen stark in die Tiefe zu greifen vermag. Anderseits wäre bei örtlichen Änderungen in Richtung und Stärke des Oberstromes durch Stürme eine Verstärkung der aufsteigenden Komponente in der Mittelschicht denkbar, was dann zu einer so starken örtlichen (und vielleicht zeitlich vorübergehenden) Entfaltung der Wärmezufuhr führen könnte, wie sie aus den Messungen der Valdivia vor Enderbyland zu entnehmen ist. Alles das sind Ideengänge, die weiterer Prüfung, namentlich auch an Ort und Stelle durch planmäßige Salzgehaltsmessungen, bedürftig sind.

Wenn wir uns den nordhemisphärischen höheren Breiten der offenen Ozeane zuwenden, so treffen wir nur an ganz beschränkten Stellen ähnliche Wirkungen der Nähe des Scholleneises oder massenhaft auftretender Eisberge, und überdies entbehren die dabei eintretenden Temperaturschichtungen völlig jenes Zuges imposanter Großartigkeit, wie er den südhemisphärischen Phänomenen jenseits von 55° S. B. unleugbar eigen ist. Im Nordatlantischen Ozean ist es der Winkel westlich von Island in der Dänemarkstraße, das Gebiet des Ostgrönland- und Labradorstromes, im Nordpazifischen nur das noch kleinere Stück östlich von Kamtschatka bis zu den Kommandeurinseln, was wir überhaupt ins Auge zu fassen hätten. In allen diesen Fällen bemerken wir aber eine der südhemisphärischen nicht ganz entsprechende Art der Temperaturschichtung, indem eine obere Deckschicht von dünnem und im Sommer oft ganz eisfreiem und dann recht warmem Wasser unterlagert wird von einer kalten Schicht, unter der dann wieder eine wärmere liegt. Die Untersuchungen der dänischen Kriegsschiffe Fylla (1877—79[1])), Ingolf (1879, 1895—96), von Axel Hamberg[2]) an Bord der Sophia (1883), und vereinzelte Beobachtungen des Polarschiffes Gulnare (1880[3]) haben diese charakteristische Schichtung ür den Ostgrönlandstrom außer Zweifel gestellt; im Labradorstrom,

[1]) Ann. d. Hydr. 1880, S. 173 ff.
[2]) Bihang K. Svenska Vet. Ak. Handl. Bd. 9, Nr. 16, Stockholm 1884.
[3]) Ann. d. Hydr. 1881, S. 235.

wo sie noch nicht untersucht ist, wird sie ebenso vorhanden sein. Im Gebiete östlich von Kamtschatka verdanken wir Makaroff (aus dem Sommer 1888) drei gute Beobachtungsstationen. Ich stelle in der nachfolgenden Tabelle wiederum die betreffenden Daten zusammen, wobei ich mich auf die von A. Hamberg, Martin Knudsen[1]) und Makaroff[2]) herrührenden Veröffentlichungen stütze.

Temperaturschichtung in hohen Nordbreiten der Ozeane.

	Nordatlantischer Ozean						Nordpazifischer Ozean		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
N. B.	66.3°	60.3°	58.2°	59.7°	65.2°	66.6°	53.0°	53.7°	54.3°
L.	37.8° W	45.7° W	48.4° W	43.6° W	55.7° W	56.6° W	160.3° O	163.5° O	166.0° O
0	— 0.7°	— 0.3°	5 35°	0.1°	1 15°	2.6°	9.2°	9.9°	9.1°
25	—	(— 0.5*)	5.2	—	0.2	+ 0.3	0.6	2.0	7.1
50	— 1.5	—	4.8	0.0	— 1.0	— 0.5	— 0.6	0.9	4.3
75	—	— 0.6	4.2	—	— 0.9	— 0.5	—	—	2.9
100	— 0.7	— 0.6	3.3	0.0	+ 1.3	— 0.9	— 0.7	0.4	2.0
125	—	—	1.0	—	2.1	— 1.0	—	—	2.8
150	+ 1.5	—	0.8	1.0	2.7	— 0.9	—	0.6	3.9
175	—	—	0.9	—	3.1	— 0.7	—	2.6	—
200	+ 3.1	—	1.0	3.0	3.4	— 0.1	0.0	3.7	3.9
250	—	—	3.0	—	3.8	+ 2.7	—	—	—
300	—	—	3.3	—	4.1	3.4	—	—	—
400	—	—	—	—	—	—	3.5	3.7	—
500	—	—	3.4	—	4.2	3.9	—	—	—
1000	—	—	3.1	—	—	—	—	—	—
1500	—	—	2.3	—	—	—	—	—	—
2000	—	—	1.9	—	—	—	—	—	—
Boden	—	—	1.4	—	3.5	3.9	in 10: 2.3°	in 10: 9 5°	—
Tiefe	—	—	3474	—	791	599			—

*) in 35 m.

Die erste Temperaturreihe (nach A. Hamberg) aus dem Ostgrönlandstrom zeigt uns über dem Schelf eine Scheidung in den oben abfließenden Eis- und Flußwasserstrom, in der Tiefe aber das relativ warme atlantische Wasser, das, dem Irmingerstrom entstammend, die gleiche horizontale Richtung einhält, aber doch auch vertikale Komponenten besitzt, die denen der vorher beschriebenen antarktischen Zirkulation entsprechen. Die zweite Reihe südlich von K. Farvel enthält auf der seichten Küstenbank nur das Eiswasser. Dagegen ist die dritte in der Oberschicht vom Irmingerstrom allein beherrscht, der dann in einer Mittelschicht durch von der Grönlandseite her ausgekühltes Wasser unterlagert wird, während darunter wieder das wärmere und salzreichere atlantische Wasser allein auftritt. Je weiter nach dem Norden in die Baffinbai und je näher der eisführenden Küstenbank Westgrönlands, um so mächtiger ist die ausgekühlte Mittelschicht, wie die dann folgenden Reihen erweisen. Die Bodentemperaturen dieser

[1]) The Danish Ingolf Expedition. Bd. 1, Teil 1, Kopenhagen 1899.
[2]) Le Vitiaz etc. Bd. 2, p. 80 f.

grönländischen Bucht sind nirgends unter 0° abgekühlt, wie in ähnlicher Nähe am antarktischen Eise unzweifelhaft geschehen würde. Im Norden des Atlantischen Ozeans ist das Eis eben zu wenig massig. Aber die vom Grönlandschelf her in die Tiefe sinkende Schicht atlantischen Wassers wird doch um ½° bis ¾° kälter, als die keiner Eiskühlung von oben her unterworfene südlich von Island. Wie früher schon bemerkt (S. 340), schafft der Reykjanäsrücken hier eine submarine Schranke, denn das nordwestlich davon gelagerte Bodenwasser in der Ostgrönlandbucht ist nicht nur weniger salzig (34.6 bis 35.0 Promille), sondern auch kühler (1.3° bis 1.5°, vgl. Reihe 3 der Tabelle), als das südlich von Island befindliche (35.0 bis 35.15 Promille mit 2.5° bis 2.8°). Trotzdem ist aber die örtliche Dichtigkeit der beiden Wasser gar nicht oder nur unwesentlich verschieden: das kühlere Wasser hat (von der Zusammendrückung in den Tiefen abgesehen) 1,027·75 bis 1,028·05, das wärmere 1,027·93 bis 1,028·08. So kommt es, daß dies kühlere, aber salzärmere Wasser nicht in die südlicher gelegenen großen Tiefen des Nordatlantischen Ozeans abfließt; finden wir doch bei den Azoren das Bodenwasser von ähnlicher Dichte (1,027·8 bis 1,028·0) mit Bodentemperaturen von 2.3° bis 2.5°. — Im arktischen Zipfel des Nordpazifischen Ozeans ist die Schichtung von der Kamtschatkaküste hinüber zu den Kommandeurinseln ganz ein Miniaturbild der grönländischen. Zwar erfahren wir von Makaroff selbst nichts über die örtlichen Bodentemperaturen, und die älteren Lotungen der Tuscarora (1874) berichten von 0.7° bis 1.0° in Tiefen von mehr als 5000 m etwas weiter südlich. Aber wie bereits bemerkt (S. 431), wissen wir aus Vergleichen mit gleichzeitigen Temperaturmessungen der Challengerexpedition, daß für so große Tiefen die Messungen der Tuscarora um 0.7° zu niedrig sind. Bringen wir diese Korrektion an, so erhalten wir 1.4° bis 1.7° als Bodentemperaturen südöstlich von Kamtschatka, und das ist nur unbedeutend oder gar nicht niedriger, als sonst für die nordpazifischen Bodengewässer normal wäre. Die Frage, wieweit die untersten Bodenschichten auch nur in dem schwachen Grade, wie in der Ostgrönlandbucht, geschweige denn wie im antarktischen Gebiet, hier am Nordrande des Nordpazifischen Beckens her ausgekühlt werden, mag aber doch besser der Zukunft zur Lösung vorbehalten bleiben.

b) Die Temperaturschichtung in den Nebenmeeren.

Es gehört, wie wir wissen, zu den wesentlichen Merkmalen der Nebenmeere, daß sie in den Temperaturen wie im Salzgehalt starke Abweichungen von den ozeanischen Eigenschaften aufweisen, und zwar sind die Temperaturen in den unteren Schichten geregelt teils durch die Satteltiefen der vor- oder eingelagerten Torschwellen oder Schelfbänke, teils auch durch abweichende Strahlungsbedingungen im Bereiche der einschließenden Landflächen. Die großen vielgliedrigen Mittelmeere haben denn auch eine verwickelte Anordnung der Temperaturen; einfacher ist diese bei den kleinen Mittel- und den Randmeeren.

Das Arktische Mittelmeer hält denselben Grundtypus seiner Temperaturschichtung fest, der uns von den antarktischen Enden der

Ozeane bekannt ist, aber doch mit sehr bezeichnender und durch die modernen Expeditionen mehr und mehr verständlich gewordener örtlicher Umgestaltung in den einzelnen Teilbecken.

Das europäische Nordmeer hat, wie das in den wesentlichen Grundzügen von H. Mohn[1]) bereits richtig dargestellt ist, durch den Eintritt warmen nordatlantischen Wassers über die Färöer-Shetlandschwelle noch deutlich ausgeprägte ozeanische Merkmale in seinem östlichen Teil. Dieses, gewöhnlich als Golfstromwasser bezeichnet, bedeckt die Oberfläche des von Süden her einragenden Nordseeschelfs mit einer Temperatur von 6° bis 7° im Sommer, etwas über 7° im Winter. Weiter nach Nordosten treten dann Stromteilungen auf. Der eine Ast wendet sich nordwärts und beginnt, auf der Höhe von Spitzbergen angelangt, abgekühlt unter das sehr viel kältere, aber dünnere Wasser des eisführenden Ostgrönlandstromes unterzutauchen, um mit diesem zugleich in der Richtung nach Südwesten umzuschwenken[2]): es tritt dann eine ausgeprägt mesotherme Schichtung ein. Diese herrscht auch nordwestlich von Island bis in die Dänemarkstraße hinein, wo die Schelfschwelle in 550 m den warmen Teil der Wassersäule noch großenteils nach Südwest passieren und sich mit den ähnlich temperierten Gewässern des Irmingerstromes vereinigen läßt (vgl. Tabelle S. 439). Bemerkenswert, aber ganz natürlich bei der verschiedenen Herkunft der Wasserschichten, ist das örtlich oft sehr ausgeprägte Zusammenfallen von Isothermen und Isohalinen. Schon an der norwegischen Küste deckten sich 4° und 35.0 Promille, 6° und 35.1 Promille (vgl. Fig. 46 S. 346), und im ganzen liegen die Isothermflächen an der norwegischen Seite stets tiefer, als in der Mitte des Nordmeeres. Die Oberflächenschichten werden an der norwegischen Seite von dem im Sommer warmen, im Winter kälteren, stets salzärmeren Küstenstrom, der Fortsetzung des baltischen Stromes aus dem Skagerrak, eingenommen; an der Ostgrönlandseite herrscht das eisführende Polarwasser von niedriger, dem Gefrierpunkt naher Temperatur. Ähnlich, wie bereits für den nördlichsten Teil der Nordseebank bemerkt, ist auch auf dem norwegischen Schelfrand die jahreszeitliche Änderung der Tiefentemperatur dadurch gekennzeichnet, daß die Maxima, z. B. in 150 oder 200 m Tiefe, spät im Jahr, zumeist im November angetroffen werden. Dieses Merkmal der jährlichen Periode bleibt bis zum hohen Norden hinauf bestehen und ist durch neuere russische Untersuchungen noch östlich vom Nordkap nachgewiesen worden. Ich setze als Stichprobe aus den Angaben von Knipowitsch[3]) für eine Station in 71° N. B. 33½° O. L. eine Auswahl hieher, die erkennen läßt, wie die für die warme Jahreszeit normale Anothermie im November durch

[1]) Neuere Hauptquelle ist Fridtjof Nansen, the Oceanography of the North Polar Basin. Kristiania 1902, wo auch die ältere Literatur zusammengefaßt ist. Vergl. noch Bihang til Kgl. Svenska Vet. Ak. Handl. 1898, Bd. 23, II, Nr. 4, Beobachtungen von Sv. Arrhenius; Meddelelser om Grönland 1895, Bd. 17, p. 201, Beobachtungen von C. Ryder; Kgl. Svenska Ak. Handl. Bd. 41, Nr. 1, 1906, Beobachtungen von Axel Hamberg; Nyt Magazin f. Naturv. 1901, Bd. 39, Heft 2, solche von Hjort und Nansen.

[2]) Auf die Strömungen selbst und ihre verschiedene Auffassung ist in einem späteren Kapitel ausführlich zurückzukommen.

[3]) Grundzüge der Hydrologie des europ. Eismeeres (russ.), St. Petersburg 1906, S. 869.

Tag	0	10	25	50	100	150	220 m
22. Mai 1900	3.2	2.2	2.1	2.1	2.1	2.0	1.8
15. Juli „	4.6	4.4	3.8	3.8	2.3	2.3	2.3
11. Sept. „	5.2	5.1	4.8	3.5	3.0	2.6	2.0
15. Nov. „	4.5	4.5	4.7	4.7	4.7	4.0	2.45
6. Febr. 1901 . . .	2.0	3.1	3.1	3 2	3.4	3.5	3.6
18. April „	2.3	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	1.8

eine mesotherme und im Februar durch eine katotherme Anordnung ersetzt wird (vgl. S. 447). Will man die Erscheinung richtig verstehen, so darf man nicht vergessen, daß es nicht dieselben Wasserteilchen sind, deren Temperatur man in 150 m Tiefe im Mai oder im November mißt, sondern daß es sich um strömendes Wasser handelt. Dann ist der Phasenverzug nicht schwer zu erklären. Da das Oberflächenwasser einen geringeren Salzgehalt besitzt, kann es auch bei Abkühlung im Herbst nicht seinen Platz mit dem darunter liegenden salzigeren, aber wärmeren Wasser vertauschen. Für eine genauere Feststellung der individuellen Temperaturschwankung eines vom Wyville Thomsonrücken nach dem Nordkap hinauf strömenden Wasserteilchens fehlt es uns an ausreichenden Strommessungen. Schätzungsweise aber ließe sich wohl annehmen, daß 6 Seemeilen täglich für die Tiefenschicht in 150 m ein nicht unwahrscheinliches Maß wären. Dann könnte ein am 1. August von der genannten Schwelle ausgegangenes Teilchen Ende November auf der Höhe der Lofoten und um Neujahr vor dem Varanger Fjord anlangen; unter der Decke des leichten Oberflächenwassers würde es die anfangs erworbene Sommertemperatur nur langsam erniedrigen. Im Winter ausgegangene Teilchen werden ebenso auf der langen Strecke im Frühjahr und Sommer ihre niedrige Temperatur bewahren, wobei jedoch in Betracht kommt, daß im Winter und ersten Frühling die Oberschicht einen höheren Salzgehalt besitzt, wodurch dann vertikale Konvektion, wenigstens zeitweilig, nicht ausbleiben wird. —

In den größeren Tiefen des Nordmeerbeckens von 600 m abwärts ist allgemein die Temperatur bis auf 0° gesunken, und von 800 und 1000 m bis 3800 m hinab lagert sich die homotherme Grundschicht mit der niedrigen Temperatur von — 1.2° bis — 1.3°; wir haben sie bereits als homohalin kennen gelernt und von ihrer Bildung in der Gegend nördlich und nordöstlich von Jan Mayen nach Nansens Annahme erfahren (S. 346).

In der nachstehenden Tabelle sind einige bezeichnende Temperaturserien aus dem Nordmeerbecken vereinigt. Die erste ist nördlich von den Färöer, aber noch im Bereiche des warmen atlantischen Wassers (vulgo Golfstroms) während der norwegischen Nordmeerexpedition durch H. Mohn am 18. Juli 1876 an Bord von Vöringen gemessen. Die zweite ist von Axel Hamberg am 29. Juli 1898 westlich von Spitzbergen unweit von Prinz Karls Vorland erhalten und zeigt den nördlichsten Ausläufer des atlantischen Wassers, das bis zu ähnlichen Tiefen herrscht (600 m), wie am breiten Südtor (Reihe 1) des Beckens. Andere Verhältnisse sind in der dritten Serie östlich von Jan Mayen, wiederum nach Mohn (27. Juli 1877) dargestellt: nur eine obere seichte Schicht führt Reste von wärmerem atlantischen Wasser, darunter liegt sehr kaltes Polarwasser aus dem Ostgrönlandstrom mit Temperaturen nahe dem Gefrierpunkt. Verwandt damit

Temperaturschichtung im europäischen Nordmeer.

	1	2	3	4	5	6	7
N. B.	63° 22′	78° 13′	71° 0′	69° 9′	67° 40′	66° 25′	74° 38′
W. L.	5° 29′	2° 58′	5° 9′	12° 0′	15° 40′	25° 50′	15° 3′
0 m	10.0°	3.1°	4.6°	5.7°	3.6°	+ 1.7°	— 0.95°
25	9.6	2.9	2.0	2.0	— 0.5	— 1.4	— 1.36
50	8.7	2.1	— 1.6	— 1.5	— 0.8	+ 5.3	— 1.53
75	—	2.0	— 1.9	— 1.4	+ 0.5	6.3	—
100	8.0	1.9	— 1.8	— 1.0	0.8	6.3	— 1.48
200	7.2	—	— 1.1	+ 0.7	1.0	5.0	+ 0.71
300	3.0	—	—	—	0.8	—	—
600	+ 0.3	1.0	— 1.2	+ 0.3	0.0	— 0.5	—
1000	— 0.5	— 0.4	— 1.2	— 0.9	— 0.8	—	—
Boden	— 1.2	— 1.3	— 1.3	— 1.2	— 0.8	— 1.1	+ 0.70
in Meter	2222	2690	1516	1830	1373	650	277

ist die vierte Reihe, nach den Messungen von Nansen an Bord des Michael Sars am 6. August 1900, südwestwärts von Jan Mayen, wo aber eine wärmere Zwischenschicht (200 bis 600 m) die letzten Ausläufer atlantischen Wassers, das unter und mit dem Ostgrönlandstrom nach Südosten fließt, erkennen läßt. Weiter auf Island zu wird, wie Serie 5 nach M. Knudsen (Ingolfexpedition am 28. Juli 1896) erweist, das Polarwasser zu Gunsten des warmen Unterstroms eingeschränkt, und noch mehr ist das an der Ostseite der Dänemarkstraße der Fall (Reihe 6 nach Messungen an Bord der Fylla, 21. Juni 1877), wo einige, nicht in die Tabelle mit aufgenommene zwischenliegende Messungen (in 20 m: —1.2°, 30 m: —1.6°, 40 m: —0.8°) eine weitere keilförmige Zuspitzung des Polarwassers erkennen lassen, während der warme Unterstrom seine hohen Temperaturen unmittelbar aus einem Ausläufer des Irmingerstroms entlehnt, der Island im Sinne des Uhrzeigers umkreist. Die letzte Reihe (7) zeigt den Ostgrönlandstrom nahe der Küste bei Penduluminsel nach den Beobachtungen[1]) auf der Nathorstschen Expedition am 1. Juli 1899: hier ist der warme Unterstrom von etwa 180 m ab deutlich nachgewiesen; der Salzgehalt, der von 32.5 Promille an der Oberfläche langsam auf 34.7 in 150 m (mit —1.0°) zunahm, hatte in der warmen Unterschicht selbst 34.97 bis 34.99 Promille. In Reihe 1—4 wird die kalte homotherme Bodenschicht mit mehr oder weniger hohen Wassersäulen unterhalb von 1000 m erkennbar. Die mitgeteilten Beobachtungen beziehen sich alle auf den Sommer; die winterlichen Zustände in der Westhälfte des Nordmeerbeckens sind uns noch unbekannt. Nur vereinzelte Tatsachen werden von Fangschiffen wenigstens aus den Frühlingsmonaten gemeldet, worüber schon H. Mohn berichtet hat:

Tiefe (m)	0	37	55	73	91	110	146	183	219
6. April . .	— 2.0	— 1.7	— 2.0	— 2.0	— 1.3	— 0.6	— 0.4	— 0.2	— 0.1
17. Juli . . .	+ 4.0	+ 2.3	— 0.1	— 0.8	— 1.2	— 1.1	— 0.4	0.0	0.0

diese Beobachtungen des Kapitäns C. Bruun sind an zwei sehr nahe bei 72° 54′ N. B., 1° 30′ O. L. gelegenen Stellen 1878 erhalten worden und be-

[1]) Nach F. Åkerblom, Uppsala Universitets Årsskrift 1903, II, S. 26.

weisen die außerordentlich starke Auskühlung der Oberschichten im April gegenüber dem Juli.

Die in das Nordmeerbecken mündenden Fjorde bieten in ihren oft beträchtlichen Tiefen eine Temperaturschichtung dar, die sich in charakteristischer Weise mit den Jahreszeiten ändert[1]). Im Winter ist sie nämlich katotherm, im Frühling dichotherm, im Hochsommer anotherm, im Herbst mesotherm. Dabei pflegt jedoch eine mehr oder weniger mächtige Säule unterhalb von einer gewissen Tiefe eine angenäherte Homothermie zu bewahren, und zwar reicht diese, je weiter ins Innere der Fjorde man kommt, in um so höhere Niveaus hinauf. So liegt in den Bergenschen Gewässern im inneren Mofjord (60° 45.5′ N., 5° 47.5′ O.) diese Tiefe bei 80 m, im Byfjord vor Bergen selbst bei 150 m, im äußeren Hjeltefjord erst bei 250 m. Diese größere Unempfindlichkeit gegen eindringende Temperaturänderungen hängt mit der Verteilung des Salzgehalts zusammen, da im Innern der Fjorde die Oberschicht stark ausgesüßt ist, die Tiefe dagegen über 32 bis an 35 Promille führt. Eine so starke und beständige katohaline Anordnung hält natürlich jede vertikale Konvektion der Wärme von der Oberfläche nach der Tiefe hin ab, während in den äußeren Fjordstraßen nur eine dünne Deckschicht von 2 bis 10 m mit wenig vermindertem Salzgehalt (um 4 Promille) die Konvektion schon eher ermöglicht. Wiederum als eine Stichprobe setze ich hier folgende Reihen aus dem Byfjord vor Bergen (nach Nordgaard) ein, wobei die eingeklammerten Werte durch Interpolation gewonnen sind.

Datum	0	20	50	80	100	150	200	450 m
30. Jan. 1901 . .	3.8°	7.2°	7.65°	7.8°	7.6°	7.25°	7.2°	6.85°
25. April „ . .	10.8	5.8	6.0	7.35	7.4	7.3	7.3	6.95
27. Aug. „ . .	16.0	12.4	7.45	7.4	7.35	7.3	7.15	7.0
25. Nov. 1902 .	4.5	8.7	8.65	(7.5)	7.35	(7.3)	6.9	6.75

Betrachtet man die Vorgänge in den obersten Schichten bis 100 m, so hat man den Eindruck, als wenn im Januar und April eine Kältewelle, im August und November eine Wärmewelle nach unten vordringe. Man wird aber nicht an Leitung oder Strahlung denken, vielmehr scheint mir eine Stromzirkulation unabweisbar. Das vom Land her ausgesüßte Oberflächenwasser wird aus dem Fjord hinaus, salzigeres Wasser in der Tiefe hineinfließen. Irgendwo vor der Fjordmündung muß dann eine Stelle liegen, wo Salzgehalt und Temperatur in einer der Jahreszeit entsprechenden Mischung (durch Seegang und Gezeitenstrom) dem vertikal absteigenden Teil dieser Zirkulation zugeführt werden. Das obere Niveau der fast homothermen Tiefenschicht schneidet mit dem Niveau der Zugangsschwelle ab. Die Zirkulation wird mit geringerer Geschwindigkeit verlaufen, sobald die Zufuhr von Landwasser im Hintergrund der Fjorde geringer und das für den einlaufenden Unterstrom verfügbare Durchflußprofil größer ist. Da die so herangeführten unteren Schichten vor den Fjorden im Herbst noch relativ warm sind, wird auch im Innern der Fjorde ihr thermischer Effekt mit verstärktem Phasenverzug erkennbar. Nicht zu vergessen ist, daß über dem ganzen norwegischen Schelf ein Küstenstrom nordwärts und um das Nordkap herum fließt, also in gleichem Sinne wie im tiefen Wasser

[1]) Mohn, Nordhavets Dybder u. s. w. S. 91 ff. für den West- und Altenfjord; Gran im Report on Norweg. Fishery and marine Investigations, Kristiania 1901, Nr. 5 für Nordlandsfjorde; O. Nordgaard, Bergens Museums Aarbog 1903, Nr. 8 für die Fjorde um Bergen. Vgl. auch Pouchet in Compt. Rendus Acad. Paris 1882, Bd. 94, p. 39 für den Varangerfjord.

außerhalb des Schelfs der sogenannte Golfstrom: die von der erwähnten Vertikalzirkulation erfaßten Wasserteilchen werden also spiralige Bahnen beschreiben. Im allgemeinen wird diese Zirkulation weiter nach dem Norden hin schwächer werden, da im Nordland der Regenfall viel geringer ist. Überall aber tritt die Erscheinung hervor, daß in den Fjorden die winterlichen Tiefentemperaturen um ein paar Grad höher sein können, als die zu gleicher Zeit in gleicher Tiefe im sogenannten Golfstromwasser außerhalb des Schelfgebiets vorhandenen. Daß die sogenannte homotherme Grundschicht oft aus stagnierendem und nicht ventiliertem Wasser besteht, ergeben die Gasanalysen und das Auftreten von Schwefelwasserstoff (S. 300).

Wenn die hier gegebene Erklärung richtig ist, so muß in den gegenüberliegenden Fjorden von Ostgrönland die Zirkulation im Winter zum Stillstand kommen, da dann alles Landwasser gefroren ist, der Oberstrom also fehlt, während im Sommer alles so verläuft, wie in den norwegischen Fjorden. Das ist in der Tat der Fall. Im Heklahafen im Innern des Scoresbyfjords (70° 25′ N., 26° 20′ W.) überwinternd hat C. Ryder öfter Temperaturserien unter dem Eise genommen, aus denen ich vier sehr bezeichnende folgen lasse:

Datum	0	25	50	75	100	150	200	300	450 m
2. Okt. 1891 . .	— 1.2°	— 0.4°	— 1.3°	— 1.7°	— 1.9°	— 1.5°	— 0.9°	0.0°	+ 0.4°
18. Febr. 1892 . .	— 1.4	— 1.3	— 1.4	— 1.4	— 1.4	— 1.4	— 1.3	— 1.3	— 1.1
17. Mai „ . .	— 1.9	— 1.4	— 1.6	— 1.6	— 1.5	— 1.4	— 1.3	— 0.7	— 0.2
18. Juni „ . .	— 0.4	— 1.5	— 1.6	— 1.6	— 1.6	— 1.3	— 1.2	— 0.6	0.0

Man bemerkt, wie, im Mai beginnend, ein wärmerer Unterstrom die Tiefenschichten beeinflußt und im Oktober die Grundschicht bis + 0.4° erwärmt. Im Februar aber ist alles fast gleich kalt von oben bis unten; die Zirkulation ruht. Leider sind die Salzgehaltsmessungen auf Ryders Expedition, wie schon Nansen beklagt hat, recht unsicher und gerade im vorliegenden Falle so lückenhaft und widerspruchsvoll, daß man sie außer acht lassen muß. Für den sommerlichen Zustand im Innern dieser Ostgrönlandfjorde haben wir aber einige gute Beobachtungen von Filip Åkerblom. Er fand im Röhssfjord, dem seefernsten Zipfel des König Oskar-Fjords (72° 43′ N., 26° 50′ W.):

Tiefe (m)	0	10	25	50	80	120	160 m
Temperatur	7.63°	1.84°	— 1.17°	— 1.52°	— 1.43°	— 1.32°	— 1.10°
Salzgehalt .	24.3	29.5	33.1	—	33.5	33.8	34.3

Dieses in 160 m Tiefe vorhandene sehr kalte und verhältnismäßig salzreiche Wasser drängt wahrscheinlich im Winter aus dem Innern seewärts hinaus und füllt die tiefen Fjordbecken in der Weise, wie es aus Ryders Reihe für Februar hervorgeht. Die Zirkulation in der Tiefe erhält dadurch einen quasi monsunartigen Charakter. — Auf die zwar häufig, aber doch nicht systematisch untersuchten Fjorde Spitzbergens näher einzugehen, muß ich mir versagen; die Temperaturschichtung erscheint örtlich sehr verschieden. Das sehr zerstreute und ungleichwertige Material hat Knipowitsch[1]) gesammelt.

[1]) A. a. O. S. 1082 bis 1096; einzelne neuere Beobachtungen des Fürsten von Monaço in Resultats des camp. scientif. etc. fasc. 29, Monaco 1905, p. 77 f.

Über die sehr verwickelte Anordnung der Temperaturen in der Barents- und Murmansee sind wir durch neuere russische Untersuchungen, die sich auch auf die Winterzeit erstrecken, belehrt worden; ihr anfänglicher Leiter, N. M. Knipowitsch[1]) hat kürzlich eine umfassende Darstellung davon gegeben, worin auch alles ältere Material seit Mohn, Weyprecht, Nordenskiöld u. s. w. verarbeitet ist. Da auch hier die von Knipowitsch zuerst erkannten Stromvorgänge maßgebend sind, wird auf vieles später zurückzukommen sein. Bedeutsam ist für uns zweierlei. Zunächst die lange für die Polarmeere bekannte Erscheinung, daß das Wasser der in die kalten Breiten eindringenden wärmeren Meeresströme wegen seines hohen Salzgehaltes, trotz der gleichzeitig zwar abgekühlten, aber relativ noch hohen Temperatur, eine größere Dichte annimmt, als das salzarme, wenn auch sehr kalte und seinem Gefrierpunkt nahe Polarwasser. Die Folge ist eine sozusagen fingerförmige Gabelung, verbunden mit einem Untertauchen des schwereren Wassers, das schließlich die tieferen Einsenkungen von mehr als 200 m erfüllt, und über geringeren Tiefen und in mittleren Schichten durch stürmischen Seegang starken Vermischungen unterliegt: kurz eine große örtliche Mannigfaltigkeit der Anordnung, wie das auch vom Salzgehalt zu sagen war (S. 346). Die Hauptgabelung liegt bei der Bäreninsel. Am längsten hält sich der südliche Arm der Nordkapströmung in etwa 71° N. B. bis nahe an Nowaja Semlja heran in 50° O. L. an der Oberfläche, die anderen Zweige werden schon in 36° O. L. submarin. Zweitens wird wichtig die Zufuhr des Landwassers von den im Süden und Osten das Gebiet umgebenden Küsten und Inseln her. Ich gebe nach russischen Beobachtungen und zwar aus den Sommermonaten einige Temperaturreihen, die die Änderungen der Temperaturschichtung im noch unberührten Hauptast des Nordkapstromes (Station Nr. 101) und in den bereits vom Polarwasser beeinflußten südlicheren (66) und nördlicheren (64) Abzweigungen veranschaulichen; bei der letzteren ist nur in 100 m noch eine Spur der wärmeren Zwischenschicht erkennbar. Holländische

Stat.	N. B.	O. L.	0	25	50	100	150	200	250	300	350
101	75° 0′	31° 10′	5.5°	5.2°	3.05°	2.85°	2.50°	2.15°	2.05°	2.05°	1.1°
66	71° 58′	37° 24′	5.7	2.2	0.9	0.9	0.5	— 0.2	— 1.2	— 1.9	—
64	75° 34′	45° 28′	2.32	— 0.75	— 1.4	— 0.95	— 1.19	— 1.4	— 1.5	— 1.4	—

Beobachtungen von dem Vorstoß des Willem Barents im Sommer 1878 (Station 30) zeigen uns eine noch weiter nach Nordosten vorgedrungene relativ warme Restschicht zwischen 140 und 220 m (Maximaltemperatur + 0.5° in 183 m); dagegen enthalten drei Stationen Makaroffs auf seinem Eisbrecher Jermak im August 1901 zwischen Nowaja Semlja und Franz Josephsland (Station 61, 78, 83) schon Hinweise auf abweichende Zustände,

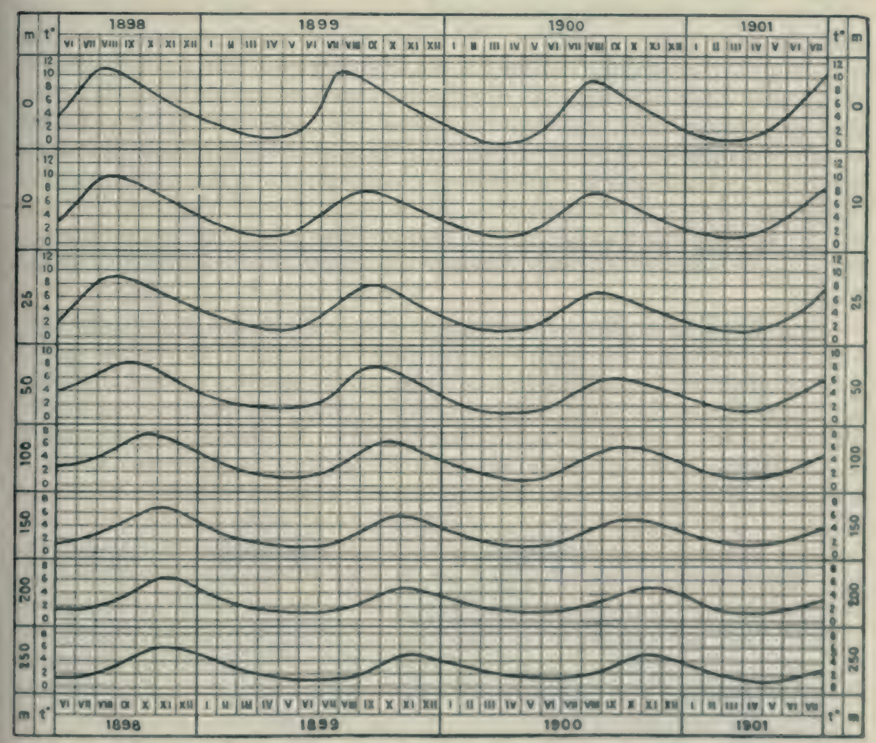
[1]) Außer dem bereits erwähnten Werke in russischer Sprache vergl. den deutschen Auszug in den Ann. d. Hydr. 1905, S. 193, 227, 241, 289, 337. — Im Augenblicke, wo diese Zeilen zum Drucker gehen, erscheint die wichtige Darlegung von Fr. Nansen in Videnskabs-Selkabets Skrifter Christiania 1906, I, Nr. 3 mit den zahlreichen Beobachtungen von Roald Amundsen. Die im obigen Text vertretenen Auffassungen bleiben jedoch in allen wesentlichen Zügen bestehen.

die denen des später zu behandelnden arktischen Zentralbeckens verwandt sind:

Stat.	N. B.	O. L.	0	25	50	100	150	200	250	300	350
30	76° 21′	45° 36′	2.8°	1.8°	0.7°	— 0.6°	+ 0.1°	+ 0.2°	— 0.9°	—	—
61	78° 0′	52° 57′	— 0.7	+ 0.6	— 1.5	— 1.9	— 1.8	— 0.6	— 0.6	— 0.6°	—
78	79° 4′	61° 17′	+ 0.8	+ 0.7	— 1.7	— 1.5	— 0.9	—	—	—	—
83	79° 45′	65° 9′	— 1.3	— 1.2	— 1.9	— 1.8	— 1.6	— 1.4	+ 0.6	+ 0.9	+ 0.5°

Näher nach der russischen Eismeerküste hin werden die Beobachtungen zahlreicher, und für das Murmangebiet sind sie seit 1899 fast ununterbrochen für alle Jahreszeiten vorhanden. Knipowitsch hat danach die periodischen

Fig. 64.



Gang der Temperaturen in verschiedenen Tiefen vor der Murmanküste (nach Knipowitsch, Ann. d. Hydr. 1905, S. 301).

Änderungen der Temperaturen in den verschiedenen Wasserschichten genauer untersucht und für die ersten Jahre beistehende, etwas schematisierte Kurventafel (Fig. 64) entworfen, die sich auf einen Punkt in etwa $69\frac{1}{2}°$ N. B. und $33\frac{1}{2}°$ O. L. vor dem Motowskijfjord bezieht. Man bemerkt, wie die Maxima und Minima in den tiefer liegenden Schichten

immer später eintreten, während die Amplitude abnimmt. In mehr als 200 m liegt die relativ wärmste Zeit im November (mit 5° bis 6°), die kälteste im Mai oder Juni (mit etwa 1°); die in den untersten Schichten lebenden Organismen haben also Wasserwinter, wenn die Bewohner der Oberfläche ihren Sommer genießen, und umgekehrt. Auch hier sind die Tiefentemperaturen über dem Schelf höher, als im Wassersommer draußen im Nordkapstrom, wo gleichzeitig kaum 3° gemessen werden (s. Tab. S. 442). Dies, wie die aus den Kurven ersichtliche allmähliche Verspätung der Extreme nach der Tiefe hin, schließt eine Erklärung aus, wonach der sogenannte Golfstrom im Winter stärker gegen die Küste dränge und so das Temperaturmaximum im November bewirke, wie das O. Pettersson behauptet hat. Aus den Kurven ist auch zu entnehmen, daß die Wasserschichtung über dem Murmanschelf im August anotherm, im Februar und März katotherm ist, während im Herbst und Frühling zeitweilig Homothermie bestehen kann, was dann im Frühling auch mit Homohalinität verbunden ist: so fand Knipowitsch am 31. März 1901 in der ganzen Wassersäule bis zum Boden in 250 m 1.1° zugleich mit 34.56 Promille, wie das einer Zeit mit minimaler Zufuhr von Landwasser und starker Wellenbewegung, also auch ergiebiger Vertikalkonvektion entspricht. — Nach dem Innern der sich breit zur See öffnenden und landeinwärts vertiefenden Fjorde wird die winterliche Auskühlung intensiver und können die Temperaturen in rund 300 m im Frühling bis nahe an 0° (Mai 1900: 0.4°, im Urafjord 0.1°) sinken, während die Maxima die gleichen sind, wie auf dem Schelf, so daß die Amplitude am Boden rund 5½° und mehr beträgt. Umgekehrt werden die Amplituden am äußeren Schelfrande um so kleiner.

Im Weißen Meer haben wir eine sehr starke winterliche Abkühlung, die ganz nahe an den Gefrierpunkt auch der Tiefenwasser herangeht, so daß im Eingange (dem Schlund, *gorlo*) im Winter und Frühjahr die ganze Säule bis —1.9° (mit 34.85 Promille), im Innern des Weißen Meeres selbst —1.6° (mit 30.08 Promille) hat. Im Sommer erwärmt sich die Oberfläche recht erheblich, bis über 13° auch in der Mitte des Beckens, während abwärts von 30 m alles unter 0°, abwärts von 120 m wie im Winter —1.6° zeigt. In den seichteren Buchten, wie in der Onegabai südlich von den Solowietzkischen Inseln, geht die Erwärmung im Sommer bis zum Boden, wo in 30 bis 35 m noch 8°, ja über 9° beobachtet worden sind. Dagegen ist der über 200 m tiefe Kandalakhtibusen (der Nordwestzipfel) ganz so kalt, wie die Mitte. — Sommerwarme Gebiete sind dann wieder die östlich vom „Schlund" gelegene flachere Mesenbucht und die Tscheschskajabucht östlich von Kanin; in der letzteren fand Knipowitsch im August 1900 Bodentemperaturen von 6.8°, gegen 7.0° an der Oberfläche. Zu beiden Seiten der Insel Kolgujew aber beginnt das Gebiet kalter Tiefentemperaturen, die sich gegen die im Sommer auch stark erwärmte Deck-

Stat.	N. B.	O. L.	0	10	25	50	100	Boden in Meter	
573	68° 12′	40° 7′	7.23°	7.20°	6.95°	6.16°	5.93°	5.83°	120
580	69° 3′	45° 42′	6.47	6.64	4.45	0.11	—	0.02	65

schicht scharf absetzen. Ich gebe hierneben für je eine typische Station aus dem warmen und dem kalten Gebiet Temperaturreihen von Mitte August 1901 nach Knipowitsch.

Näher nach Nowaja Semlja hin nehmen die Tiefenschichten einen arktischeren Charakter an und die Temperaturen werden sehr niedrig, wie nachstehende zwei weitere Stationen aus demselben Jahre erweisen.

Stat.	N. B.	O. L.	0	10	25	50	100	Boden in	Meter
587	70° 17′	51° 16′	3.95°	4.05°	3.85°	0.15°	— 1.00°	— 1.48°	95
590	70° 42′	52° 32′	2.71	2.15	1.06	— 1.39	— 1.70	— 1.73	185

Auf der mannigfaltig gegliederten Küstenbank an der Westseite von Nowaja Semlja, deren Gewässer an der Oberfläche von dem nach Nordosten gerichteten Lütkestrom beherrscht werden, haben sich sehr niedrige Bodentemperaturen. bis — 1.9°, ja — 2.0°, gefunden, die zu den niedrigsten des ganzen arktischen Mittelmeeres gehören und um so bemerkenswerter sind, als auch der Salzgehalt dieser kältesten Tiefenschichten mit etwas über 35.0 Promille höher ist, als sonst in der westlich davon gelegenen Barentssee. Der Lütkestrom selbst kann sich sommerlich stellenweise anwärmen, aber nur in einer dünnen Decke liegt dann die Temperatur über 0°. Ich gebe nach Knipowitsch[1]) von Süden nach Norden geordnet vier Stationen in diesem Lütkestrom aus dem August 1901, drei davon sind von Makaroff auf seinem Eisbrecher Jermak erhalten, eine vierte, die südlichste, von Knipowitsch.

Stat.	N. B.	O. L.	0	10	25	50	100	Boden in	Meter
525	72° 31′	50° 21′	— 0.1°	— 0.4°	— 1.1°	— 1.1°	— 0.35°	— 1.80°	155
Ma. 48	74° 31′	53° 20′	+ 1.0	— 1.7	— 1.8	— 1.8	— 1.8	— 1.90	211
„ 57	75° 2′	54° 57′	— 1.8	— 1.8	— 1.8	— 1.8	— 1.8	— 1.8	165
„ 74	76° 50′	62° 6′	— 1.8	— 1.9	— 1.9	— 1.9	— 1.6	— 1.6	175

Dieses eisige Wasser scheint sich gemäß seinem örtlich beschränkten Vorkommen auch örtlich zu bilden, doch ist eine befriedigende Erklärung zur Zeit noch nicht zu geben. Bemerkenswert ist, wie schon Nansen hervorhebt, eine gewisse Verwandtschaft mit dem Tiefenwasser des Karischen Meeres. Fast bin ich geneigt, die Winterfröste und das Abscheiden der Salze beim Gefrieren dafür verantwortlich zu machen.

Im Karischen Meer sind noch etwas tiefere Temperaturen vom Leutnant G. Bove während Nordenskiölds Vegaexpedition (1878) gemessen worden[2]), obwohl ernste Zweifel rege bleiben, ob die Ablesungen richtig waren. Leutnant Bove fand:

[1]) A. a. O. S. 1068.

[2]) Pettersson in Vega Expeditionens Vetenskapliga Iakttagelser, Bd. 2, Stockholm 1883, p. 353 f.

N. B.	O. L.	0	10	25	50	122	150 m
71° 23′	64° 32′	+ 3.6°	+ 2.1°	— 0.2°	— 2.4°	— 2.0°	—
72° 6′	66° 10′	+ 3.5	—	— 2.2	— 2.4	—	— 2.3

Auch hierbei war in den untersten Schichten der (aräometrisch bestimmte) Salzgehalt nahe an 35.0 Promille. Die hohen Oberflächentemperaturen kommen auch hier nur den landnäheren Gewässern zu, und nach den Obj- und Jenisseimündungen hin steigen sie auf 9° bis 11° (im August); aber in der Mitte des Karischen Meeres sinken sie bis auf und unter 0°, und dort hält sich das Eis in den meisten Sommern, ohne zu schmelzen, was schon A. Petermann zu dem Vergleiche mit dem Schmelzprozeß des Wintereises unserer Teiche anregte, „auf denen zuletzt nur noch in der Mitte eine Eisscheibe übrig bleibt“. Auf Nordenskiölds erster Fahrt im Sommer 1875 hat Kjellman einzelne Tiefentemperaturen gemessen, die weiter im Norden (75° 14′ N. B., 68° 10′ O. L.) in 222 m — 1.4° gegen 5.2° an der Oberfläche, und nordwestlich davon (in 75° 40′ N. B., 65° 0′ O. L.) in 107 m — 1.8° gegen + 1.4° an der Oberfläche ergaben. Nahe an der Yugorstraße fand er an der Oberfläche + 3.9°, in 20 m 0°, in 50 m — 1.5°, von 100 bis 178 m — 1.9°, was also an die Temperaturschichtung unter dem Lütkestrom erinnert. Diese niedrigen Temperaturen zusammen mit dem hohen Salzgehalt geben den Tiefenwassern des Karischen Meeres eine sehr hohe Dichte (1,0281), und Nansen[1]) leitet daraus ab, daß das karische Becken nicht im freien Verkehr mit dem großen polaren Zentralbecken stehen kann, wo in gleichen Tiefen erheblich leichteres Wasser (von einer Dichte = 1,0276) liegt, und daß sich eine seichte Schwelle von der westlichen Taimyrhalbinsel über die Nordenskiöldgruppe und Einsamkeitsinsel nach Franz Josephsland als submarine Wasserscheide hinüberzieht. —

Das tiefe Zentralbecken oder, wie Nansen es nennt, das N o r d p o l b e c k e n besitzt eine eigenartige Temperaturschichtung, die aber einige echt mittelmeerische Züge trägt. Will man die allgemeinen Merkmale kurz kennzeichnen, so kann man drei Schichten unterscheiden, von denen die oberste für dichotherm, die mittelste für mesotherm, die unterste beinahe, aber nicht streng für homotherm gelten darf. Nach den thermometrischen Merkmalen ist die oberste am kältesten mit meist weniger als — 1°, die mittelste am wärmsten mit + 0.5° bis + 1.2°; die homotherme Säule der Tiefen hat — 0.7° bis — 0.8°. — Die obere Schicht reicht im östlichen Teil der Framtrift in größere Tiefen (200 m) als im Westen nördlich von Spitzbergen (160 m). Auch die Lage des Minimums ist ähnlich: im Gebiet nördlich von den Neusibirischen Inseln liegt es mit — 1.6° bei 100 m, im Westen mit — 1.9° bei 40 m. Nur die oberste Deckschicht bis 3 m Tiefe hin läßt jahreszeitliche Schwankungen erkennen, an der Oberfläche selbst von — 1.8° im Winter und Frühjahr bis + 0.8° im Hochsommer. Wenn sich in der kalten Jahreszeit das Treibeis dichter schließt, wird die Temperatur der ganzen oberen Schicht beinahe gleich,

[1]) Oceanography of the North Polar Basin p. 281, 289.

bleibt aber noch über dem Gefrierpunkt des Wassers, dessen Salzgehalt nach der Tiefe hin in dieser Schicht stetig zunimmt (S. 347). Die Minima selbst entstehen nicht an Ort und Stelle, sondern näher dem Pol nördlich von der Framtrift, denn nach Norden hin sahen Nansen und Scott-Hansen den Salzgehalt gleicher Tiefen langsam anwachsen. Während die obere Schicht wesentlich durch Vermischung des sibirischen Landwassers mit Eisschmelzwasser entsteht, also ein eigenes Erzeugnis des arktischen Mittelmeeres vorstellt, ist die zweite oder mittlere Schicht mit ihren um $1\frac{1}{2}$° bis 2° höheren Temperaturen in letzter Instanz atlantischen Ursprungs; Nansen führt sie auf den spitzbergischen Zweig des sogenannten Golfstromes zurück, der zum großen Teil in die Tiefe sinkt und am Randsockel von Spitzbergen nach Norden und Nordosten, sodann nördlich von Franz Josephsland nach Osten fließt. Obwohl im Seewasser die Temperatur von 0° sonst keine besonders bevorzugte Bedeutung in Anspruch nehmen kann, eignet sich doch in diesem Falle die Lage der beiden Isothermflächen von 0° recht wohl dazu, um die senkrechte Entwicklung dieses warmen Unterstromes zu verdeutlichen. Nansen findet entlang der Framtrift die obere Isothermfläche im Osten bei 220 bis 250 m, im Westen bei 160 bis 195 m; die untere 0°-Isotherme liegt im Osten bei 800, im Westen bei 900 m. Der Unterstrom hat also die Tendenz, nach Osten hin von seiner Wassermasse an Volum einzubüßen, d. h. er wird stetig Wärme verlieren. So ist in der Tat die höchste Temperatur entlang der Framtrift im Westen bei + 1° und in 325 m, im Osten nur noch bei 0.35° und in 450 m Tiefe. Die dritte, unterste Schicht hat wieder Temperaturen unter 0° und kann, wie die nachstehende 3 vollständige Reihen wiedergebende

Temperaturschichtung im (zentralen) Nordpolarbecken.

Station	N. B.	O. L.	0	10	20	40	60	80	100	120	140	160
14	80½°	132°	−1.55°	−1.57°	−1.59°	−1.70°	−1.76°	−1.74°	−1.61°	−1.50°	−1.25°	−0.67°
18	81°	128°	+0.80	−1.55	−1.55	−1.72	−1.72	−1.72	−1.62	−1.47	−1.19	−0.80
22	84½°	85°	−1.70	−1.79	−1.77	−1.90	−1.89	−1.87	−1.88	−1.50	−0.84	−0.10

Station	180	200	250	300	350	400	450	500	600	700	800	900
14	−0.30°	−0.22°	+0.23°	+0.27°	+0.25°	+0.36°	+0.36°	+0.36°	+0.15°	+0.07°	−0.01°	−0.03°
18	−0.52	−0.23	+0.08	+0.22	+0.28	+0.32	+0.32	+0.30	+0.16	+0.10	+0.02	−0.09
22	+0.33	+0.78	+1.09	+1.04	+1.08	+0.87	+0.74	+0.61	+0.58	+0.28	+0.08	−0.08

Station	1000	1200	1400	1600	1800	2000	2200	2400	2600	2800	3000	3200
14	−0.12°	−0.32°	−0.44°	−0.58°	−0.67°	−0.75°	−0.79°	−0.82°	−0.79°	−0.80°	−0.78°	−0.76°
18	−0.14	−0.32	−0.38	−0.50	−0.65	−0.71	−0.74	−0.77	3400	3600	3800	—
22	−0.23	−0.40	(−0.73)	(−0.64)	—	—	—	—	−0.74°	−0.71°	−0.69°	—

Bemerkung. Die zu Station 14 gehörigen Messungen verteilen sich auf April 1894, die der Station 18 auf August 1894, die der Station 22 auf Mai 1895. Die Messungen in 2600 bis 3800 m erfolgten allein in Station 18. Die eingeklammerten Werte zu Station 22 gehören der westlicheren Nachbarstation 23 an.

Tabelle zeigt, als sehr gleichmäßig temperiert gelten. Doch sind in den meisten Tiefen die kleinen übrig bleibenden örtlichen Unterschiede so angeordnet, daß nunmehr im Westen die relativ niedrigeren, im Osten die höheren Temperaturen auftreten, also umgekehrt wie in der warmen Mittelschicht. Auch die untere Schicht ist zu einem wesentlichen Teil als atlantisches Wasser aufzufassen und wird von Nansen auf den die mittlere Schicht beherrschenden warmen Strom zurückgeführt: dieser, bei Spitzbergen 3° bis 4° warm, breitet sich nach seinem Übertritt ins zentrale Becken nicht aus, sondern wird durch die ablenkende Kraft der Erdrotation zusammengehalten und so am Schelfsockel entlang nach Osten geführt. Hierbei ist er der erwähnten stetigen Abkühlung unterworfen, die seine Temperatur in 85° O. L. bis auf + 1°, in 132° O. L. auf + 0.36° erniedrigt. Indem er seine Bahn weiter nach Osten hin entlang dem amerikanisch-grönländischen Schelfrande fortsetzt, dabei ständig Wärme nach oben wie nach unten hin abgibt und in tiefere Schichten hinabsinkt, gelangt er schließlich mit Temperaturen von — 0.7° bis — 0.8° wieder nördlich von Spitzbergen an. Hoffentlich haben wir nicht allzulange auf die Prüfung dieser Hypothese durch ozeanographisch vorbereitete Nordpolfahrer in den Gewässern nördlich vom Parryarchipel zu warten. Die in den Tiefen von mehr als 2800 m in Station 22 erkennbare Zunahme der Temperatur von — 0.80° auf — 0.69° in 3800 m hat uns schon früher beschäftigt: Nansen erblickt darin eine Wirkung der aus der Erdrinde und dem Erdinnern ausstrahlenden Wärme (S. 378). Trotz der etwas größeren Tiefe ist also am Boden des zentralen Nordpolbeckens die Temperatur um 0.6° höher, als in den Tiefen des Nordmeerbeckens, so daß eine submarine Wasserscheide von etwa 800 m Tiefe zwischen Spitzbergen und Nordgrönland beide Hauptbecken des arktischen Mittelmeeres trennen muß. —

Für die Temperaturen über dem breiten sibirischen Schelf haben wir wesentlich nur dieselben Beobachtungen auf Nordenskiölds Vegafahrt im August 1878 und für den westlichen Teil noch auf Nansens Expedition im August 1893, die wir für die Darstellung des Salzgehaltes benutzten (S. 347). Wie dort bemerkt, macht sich, je näher zur Küste, desto stärker die Landwirkung bemerkbar nicht nur in der Verdünnung, sondern auch in der sommerlich höheren Temperatur der Gewässer, die den Abfluß der sibirischen Ströme empfangen. Infolge des offenbar kälteren Frühlings und regenärmeren Sommers 1893 war diese Landwirkung der 15 Jahre vorher beobachteten bei weitem nicht gleich: Nansen fand an der Oberfläche überall nur 0° bis 2°, also um 6° bis 7° niedrigere Temperaturen und entsprechend auch höheren Salzgehalt und mehr Treibeis, als Nordenskiöld. Westlich von der Lenamündung maß dieser zumeist 3° bis 5° an der Oberfläche, östlich davon bei allerdings inzwischen vorgerückter Jahreszeit nur 0° bis 2°. Diese noch immer relativ warme Schicht dehnte sich aber nur an wenigen Stellen bis zum Boden (in 20 m) aus; im allgemeinen

N. B.	O. L.	0	4	8	12	16	20 m
68° 12′	176° 43′	+ 0.1°	— 0.4°	— 0.7°	— 1.4°	— 1.6°	— 1.2°

fand sich schon in geringer Tiefe kaltes Wasser von — 1° bis — 1.4°. Ich setze hier eine Reihe vom 20. September 1878 ein, die geeignet ist,

die nahe Verwandtschaft mit der Oberschicht des zentralen Nordpolbeckens zu veranschaulichen. Während des Winteraufenthaltes in Pitlekaj sind an dem Ankerplatz der Vega (in 10 m) die Beobachtungen fortgesetzt worden, haben aber so auffallend niedrige Wassertemperaturen trotz niedrigen Salzgehalts geliefert, daß irgendwelche Störungen an den benutzten Apparaten oder Thermometern oder durch die im Freien herrschende niedrige Lufttemperatur zu vermuten sind. Wasser von 27 Promille hat seinen Gefrierpunkt bei — 1.46° (S. 241), während — 3.0° als beobachtet vermerkt sind; eine so starke Unterkühlung unter einer schon gebildeten Eisdecke ist aber unwahrscheinlich. — Nahe verwandt mit der Oberschicht des Nordpolbeckens ist auch die nordwärts von Grönland und Grantland ausgebreitete Flachsee, unter deren Eisdecke Kapitän Markham an seinem nördlichsten Punkte in 83° 20′ N., 63° 5′ W. am 11. Mai 1878 eine Temperaturschichtung der Art fand, daß bis 55 m — 1.9° und darunter bis zum Boden in 132 m — 1.8° herrschte; dies erinnert sehr an die von Nansen entlang der Framtrift nachgewiesene Lage der Minimaltemperatur zwischen 50 und 60 m. Ebenso ist es noch in der Beaufortsee: Nicht weit von Point Barrow fand Kapitän Kellet am 28. Juli 1849 in 72° 51′ N., 163° W. an der Oberfläche + 2.2°, in 18 m 0°, sodann die kalte Schicht von — 1.7° zwischen 27 und 55 m, und am Boden in 64 m — 1.4°. Die älteren und wenig zuverlässigen Beobachtungen in den Fjordstraßen des Parryarchipels und seiner Nachbarschaft hat G. v. Boguslawski zusammengestellt[1]). Hier macht sich schon eine gewisse Einwirkung der in der Baffinbai herrschenden Schichtung erkennbar, über die wir durch A. Hamberg und M. Knudsen durch einige gute Temperaturreihen wenigstens an der Grönlandseite unterrichtet sind. Hambergs im Juli 1883 ausgeführte drei Stationen sind in der nachstehenden Tabelle wiedergegeben.

Station 15 N. B. 75° W. L. 60°	17 75° 26′ 67° 27′	19 74° 0′ 64° 30′
0 m: + 1.9°	0 m: + 0.4°	0 m: + 1.5°
200 m: — 0.3	40 m: — 1.1	45 m: — 1.0
300 m: + 0.4	75 m: — 1.5	90 m: — 1.7
400 m: — 0.5	100 m: — 1.2	300 m: — 1.5
500 m: — 0.9	200 m: 0.0	500 m: — 0.9
700 m: + 0.7	300 m: + 0.7	700 m: + 0.4
820 m: + 1.2	400 m: + 0.9	1000 m: — 0.1
— —	500 m: + 0.9	1450 m: — 0.3

Die beiden ersten Stationen liegen der Küste näher, als die dritte. Abgesehen von der obersten, sommerlich angewärmten Schicht, bemerkt man eine mesotherme Dreiteilung, wobei sich die kalte Schicht nach der Küste hin auskeilt, denn im Süden beherrscht sie die Wassersäule von 30 bis 600 m, im Norden (St. 17) von 20 bis 200 m. In der östlicheren Station (15) der Melvillebai scheint die kalte Schicht, soweit die nicht

[1]) Ann. d. Hydr. 1881, S. 113 f.

eng genug gestellten Beobachtungen zur Zeit ein Urteil gestatten, gespalten von der Küste her, indem von der darunter liegenden wärmeren Schicht ein Teil in die kalte eindringt. Diese wärmere Schicht ist näher dem Land in größerer Tiefe, ihr Wärmevorrat größer, als weiter seewärts: sie gehört einem in die Tiefe gesunkenen Unterstrom an, der von der Erdrotation rechts an das Land gedrängt wird, und man hat in ihm die Fortsetzung des uns von der Davisstraße her bekannten Unterstroms aus atlantischem Wasser zu verstehen. Er wird weiter nordwärts von großer Bedeutung. An der Grenzschwelle, die unterm Polarkreise die Davisstraße von der Baffinbai scheidet, ist er nach den Beobachtungen von M. Knudsen mit der hohen Temperatur von 3.5° bis 3.9° ausgestattet (S. 439, Tabelle Reihe 6); 9 Breitengrade nördlicher aber ist sein Wärmevorrat soweit ausgegeben, daß er kaum noch + 1° zeigt (Hamberg, St. 17). Dennoch dürfte er nach der ansprechenden Hypothese Ludwig Meckings[1]) am Südeingange des Smithsundes, wo sich das Tiefenbecken der Baffinbai rasch verschmälert und abflacht, durch den kräftig nach Süden setzenden Oberflächenstrom großenteils in die Höhe gesogen werden und so durch Vermischung und Erwärmung der Gewässer an dieser Stelle das berühmte Nordwasser hervorrufen, das durch seine Eisfreiheit im Sommer und Eisarmut im Winter so merkwürdig gegen seine eisreiche Umgebung absticht. Dadurch, daß der warme Unterstrom in dieser Weise in die Oberflächenzirkulation hineingezogen wird, macht er seinen erwärmenden Einfluß noch weiter südwärts geltend, indem er, wie eine Rauchfahne südwärts mitgeschleppt, den Eisstrom scheinbar in zwei parallele Äste trennt, das Westeis und das Mitteleis. Wie sich in diesem westlichen Teil der Baffinbai die Temperaturschichtung gestaltet, vermögen wir nicht mit Gewißheit anzugeben, da die vorhandenen einzigen Beobachtungen von Parry, Ross und Sabine aus den Jahren 1818—23 herrühren[2]), wo man noch nicht über hinreichend zuverlässige Thermometer und Schöpfmethoden verfügte. Wahrscheinlich reicht hier, da der warme Unterstrom fehlt, die kalte Säule von der Oberfläche ziemlich geschlossen bis zum Boden hinab. In der Tat geben die vorhandenen Beobachtungen von 100 bis 1200 m fast stets — 1° bis — 1.6°, am Boden in 72° N. B. in 1830 m zweimal — 1.8° an. Die einst vom älteren Ross gemessene, überaus niedrige Temperatur von — 3.5° (in 66° 50′ N. B., 61° W. L. in 1244 m) hat bereits an früherer Stelle Anlaß zu ernsten Bedenken gegeben (S. 371); an derselben Stelle wurden in 183 m: — 1.1°, in 366 und 732 m: — 1.7° gemessen, was mit unserer Vermutung in Einklang wäre. — Daß der warme Unterstrom im Nordwasser vor dem Smithsund aber wohl nicht ganz in die Oberflächenströmung hinaufgezogen werde, könnte man aus Beobachtungen schließen, die Emil Bessels im Kennedykanal ausgeführt hat und die wohl hinreichend zuverlässig sind, um aus ihnen sogar in so hohen Breiten noch Reste des warmen Unterstromes vermuten zu lassen. Er fand in 80° 48′ N. B., 66° 8′ W. L. folgende Reihe:

---

[1]) Veröff. a. d. Inst. f. Meeresk. Heft 7, 1906: die Eistrift aus d. Bereich der Baffinbai, S. 42 f.

[2]) Prestwich, Philos. Trans. 1875, p. 645 und v. Boguslawski, Ann. d. Hydr. 1881, S. 123 f. geben sie vollständig, L. Mecking a. a. O. in Auswahl wieder.

Meter:	0	11	33	55	91	126	371
Temp.:	—1.0°	—0.4°	—0.2°	0.0°	+0.1°	+0.6°	+0.4°

Die Beobachtungen auf der von Sir G. Nares geleiteten britischen Nordpolarexpedition in den Jahren 1875—76 ergaben allerdings nicht so hohe Temperaturen[1]); doch lagen die Beobachtungsorte mehr auf der westlichen Seite des Kennedy- und Robesonkanals, wo auch eine nach Süden setzende kalte Meeresströmung als herrschend erkannt wurde. Das Minimum der Temperatur lag meist bei 40 bis 50 m, und zwischen — 1.6° und — 1.7°; abwärts nahm die Temperatur wieder zu, blieb aber stets unter 0°. Folgende Reihe, an Bord des Alert unweit von der Washington Irvinginsel in 79° 34′ N., 73° 15′ W. am 31. August 1875 gemessen, sei als Probe eingesetzt.

Tiefe	0	18	37	55	73	110	146	183	210	229 m
Temp.	— 1.1°	— 1.6°	— 1.6°	— 1.4°	— 1.4°	— 1.1°	— 0.8°	— 1.0°	— 0.7°	— 0.8°

Auch in dem Winterhafen der Discovery (81° 44′ N., 65° 3′ W.) wurden im Frühling 1876 mehrfach Temperaturreihen gemessen, die eine stetige Zunahme nach der Tiefe ergaben; so war am 29. März unter der Oberfläche — 1.9°, am Boden in 119 m — 1.0°. Vielleicht liegt in dieser gelinden Temperaturerhöhung die letzte Spur des von Süden her vorgedrungenen atlantischen Wassers verborgen; eine solche fehlt an der Winterstation des anderen Schiffs, des Alert, in der Floebergbai (82° 27′ N., 61° 20′ W.), wo die Temperaturen von 3 m bis zum Boden in 84 m niemals höher als — 1.7°, oft niedriger waren, also bereits die Merkmale des arktischen Zentralbeckens zum Vorschein kamen.

In den westgrönländischen Fjorden hat Axel Hamberg einige Temperaturreihen im Sommer 1883 gemessen, die eine ausgesprochen dichotherme Schichtung ergeben bei katohalinen Salzgehalten. Ich setze einige aus seiner graphischen Darstellung entnommene Reihen hier ein; die erste bezieht sich auf den Arsukfjord am 22. August bei Ivigtut (61¼° N. B.), die zweite auf den Fjord von Julianehaab am 21. Juni (60° 42′ N. B.), die dritte auf den Vaigatfjord in 69° 51′ N. B. am 17. Juli 1883.

N°	0	10	25	50	75	100	150	200	300	400	Boden in m	
1	7.3°	2.5°	1.0°	0.2°	—0.1°	—0.3°	—0.4°	0.0°	1.4°	1.5°	1.8°	560
2	9.2	3.3	—0.15	—0.4	—0.5	—0.5	—0.1	0.35	—	—	0.6	225
3	5.0	3.0	1.1	0.1	—0 3	—0.5	—0.8	—0.7	0.6	1.0	1.5	630

Bemerkenswert sind die hohen Temperaturen der obersten Schicht, was auch bei den ostgrönländischen Fjorden vorkommt (S. 445), und die Ausfüllung der Tiefen mit wärmerem und zugleich salzreicherem Wasser. Wie die Verhältnisse in diesen Fjorden im Winter liegen, ist noch nicht beobachtet. E. v. Drygalskis Grönlandexpedition war auf Tiefseearbeit nicht eingerichtet, H. Stade berichtet aber von der Station im Kleinen Karajakfjord (70° 27′ N. B.), daß an der Oberfläche im Sommer ebenfalls Temperaturen bis 6°

[1]) Dr. Moss in Proc. R. Society London 1878, Bd. 27, p. 553; auch Boguslawski in Ann. d. Hydr. 1881, S. 71—74. Die mit Indexthermometern gemessenen Reihen sind nicht ganz einwandfrei.

vorkamen, daß sie im September 1897 aber auf 0°, im November unter —1° sanken, und Anfang Dezember mit —1.7° bis —1.9° der Fjord zufror (bei 32 bis 33 Promille Salzgehalt[1]).

Das zweitgrößte der Mittelmeere, das Australasiatische, ist, soweit die vorliegenden Beobachtungen ein Urteil gestatten, mit einer verhältnismäßig einfachen Temperaturschichtung ausgestattet. Im seichten Schelfgebiet des Westens, das auf weiten Strecken noch nicht 100 m tief ist, fehlen Beobachtungen, doch wird im Mai und August die Abnahme der Temperaturen bis zum Boden wohl größer sein, als im Januar und Februar, wo sie kaum 1° erreichen dürfte; Schott setzt als mittlere Temperatur für 100 m 26° bis 27° ein. Die Tiefenbecken der östlichen Seite sind uns durch einige Temperaturreihen der Challenger- und Gazelleexpedition besser bekannt; ob die neueren Messungen mit feineren Instrumenten auf der Siboga (1899) und dem Planet (1906) das Bild wesentlich verändern werden, läßt sich erst entscheiden, wenn die Ergebnisse veröffentlicht vorliegen. Im Becken der Chinasee haben wir eine gute und eine weniger gelungene Reihe der Challengerexpedition und einige neuere von den Vermessungsdampfern Rambler, Waterwitch und Penguin. Am 8. Januar 1875 (in 17° 54′ N., 117° 14′ O.) war die Abnahme in den obersten 200 m, wie folgt:

Tiefe	0	10	20	40	60	80	100	120	140	160	180	200
Temp.	24.0°	24.0°	24.0°	23.9°	23.3°	21.5°	19.6°	18.4°	17.1°	15.9°	14.6°	13.4°

Zwischen 50 und 200 m sinkt also die Temperatur stetig um rund 10°, alsdann folgt etwas langsamere Abnahme bis 1000 m, wo 3.9°, und 1500 m, wo 2.6° erreicht sind, sodann aber herrscht von 1600 m ab zum Boden in 3840 m volle Homothermie[2]) mit 2.5°. Wir müssen hieraus schließen, daß die Chinasee durch eine submarine Schwelle von Luzon nach Formosa hin abwärts von 1600 m gegen den benachbarten Pazifischen Ozean abgesperrt ist. In den inneren Gewässern zwischen den Philippinen beginnt die Homothermie schon in 500 m mit 10.9° bis zum Boden in 1280 m (unter 12° 21′ N., 122° 15′ O.). Noch wärmer ist die benachbarte Sulusee, wo die Challengerexpedition zweimal (27. Oktober 1874, 28. Januar 1875) gemessen hat: im ersten Falle nahm die Temperatur anfangs rasch ab von 28.3° auf 15.6° in 200 m, sodann langsamer, bis in 730 m 10.3° erreicht waren; diese hohe Temperatur blieb so bis zum Boden in 4663 m; auch im zweiten Falle wurde die homotherme Säule von 730 bis 4070 m nachgewiesen. Die submarinen Schwellen, die von Nordborneo nach Palawan und über die Suluinseln zu den Philippinen führen, haben also nirgends eine tiefere Einsattelung als 730 m. Denn wie die Chinasee, so ist auch die nächst benachbarte Celebessee wieder besser für die Gewässer des Pazifischen Ozeans zugänglich. Auch hier haben wir drei Reihen der Challengerexpedition (20. und 22. Oktober 1874 und 8. Februar 1875); sie gleichen sich darin, daß eine sehr rasche Abnahme in den oberen Schichten hervortritt (von 80 m mit 26.6° bis 200 m auf 16.0° und 500 m auf 7.6°)

[1]) A. Hamberg, Bihang till. K. Sv. Vet. Ak. Handl. 1884, Bd. 9, Nr. 16; E. v. Drygalski, Grönlandexpedition 1897, Bd. 2, S. 534 f.

[2]) Die Messungen des Penguin aus dem Jahre 1891 ergaben sogar nur 2.3° bis 2.5°; List of Oceanic Depths for 1891, p. 10; Waterwitch maß 2.3° bis 2.6° (List for 1902).

und die Homothermie in zwei Fällen bei rund 1500 m mit 3.67° begann und bis zum Boden in 4755 m Tiefe hin, in einem Falle aber schon von 1280 m ab mit 3.9° bis 3932 m hinab herrschte. Die niedrigere Temperatur ist wohl die richtige[1]). Die großen Tiefen der Molukkensee von 4700 m nordwestlich von Obi hat die Challengerexpedition nicht angelotet, ebensowenig das kleine Becken der Halmaherasee (2039 m), die beide höchst wahrscheinlich auch homotherme Säulen in ihren Tiefen bergen, über die wir durch Siboga oder Planet hoffentlich Genaueres erfahren. Von der bis 6500 m tiefen Bandasee aber wissen wir sowohl seit den Arbeiten des Challenger wie der Gazelle[2]), daß von 1650 abwärts alles homotherm ist mit 3.3°. In den oberen Schichten sind die Temperaturen etwas höher als in den nördlicheren Becken. In 5° 24′ S., 130° 37′ O. maß die Challengerexpedition am 28. September 1874:

Tiefe	0	25	50	100	150	200	300	400	500 m
Temp.	28.6°	27.6°	26.8°	25.5°	20.8°	17.3°	11.7°	9.0°	8.5°

Die Temperaturen der Gazelleexpedition an zwei Stationen (30. und 31. Mai 1875) stimmen sehr gut hiermit überein. Ihre Messungen ergeben außerdem, daß auch die nördlich von Buru und Ceram gelegene Pittstraße dem Bandabecken mit einer homothermen Schicht von 3.3° angeschlossen ist. Dieser deutschen Expedition verdanken wir aber auch die Enthüllung der Tatsache, daß das kleine zwischen Timor und Sumba gelegene Becken der Sawusee[3]) genau wie die Bandasee von 1650 abwärts bis zu 3758 m hin mit 3.3° homotherm ist, so daß die Ombaypassage bis zu 1650 m einen freien Austausch der Gewässer nach der Bandasee hin gestattet, aber nicht bei Sawu vorüber südwärts zum Indischen Ozean hin; nach den Lotungen der Siboga ist hier die größte Satteltiefe nur 1480 m. Es ist das bedeutsam, denn die Sawusee schließt sich damit dem Bereiche der pazifischen Gewässer an, nicht denen des benachbarten Indischen Ozeans. Dieser scheint nach den Lotungen der Gazelleexpedition übrigens in den gleichen Niveaus etwas wärmer zu sein, als die Bandasee; in 11° 18′ S., 120° 9′ O. fand die Gazelle die Temperatur von 11.7° erst in 365 m, die von 9° in 500 m. — Auch das schmale Floresbecken hat nach zwei Messungen der Egeria in 2437 und 5121 m eine homotherme Schicht von 3.7°, ist also gegen die Bandasee nur bis 1370 m aufgeschlossen[4]). — Es sind das alles für die Thermik der Mittelmeere sehr bezeichnende Anordnungen.

Auch das Amerikanische Mittelmeer[5]) ist derselben Homothermie unterworfen, und zwar ist es im ganzen und einheitlich für

[1]) Der britische Vermessungsdampfer Rambler fand in 1830 m sogar 4.1°: List of Oceanic Depths for 1890, p. 10, vergl. auch 1891, p. 10, wo vom Penguin in 4590 m 4.2° angegeben werden.

[2]) Die Messungen des Vermessungsdampfers Myrmidon reichten nur bis 1280 m. List of Oc. Depths for 1888, p. 4.

[3]) Vergl. meine Ausführungen in Zeitschr. für wiss. Geogr. 1882, S. 4 und Taf. 2. Begriff und Namen der Sawusee habe ich damals zuerst aufgestellt. G. v. Boguslawski und der Herausgeber des Werkes über die Gazelleexpedition haben ihn daraus übernommen.

[4]) List Oc. Depths for 1890, p. 4.

[5]) Hauptquelle ist Al. Agassiz, Three Cruises of the Blake, Cambridge 1888, Bd. 1, p. 217—239. Lindenkohl in Petermanns Mitt. 1896, S 25, bietet viel weniger.

seine drei Tiefenbecken, das Karibische, Yukatan- und Mexikanische Becken, ausgestattet mit einer Temperatur von 4.2° von 1700 m abwärts bis zu den größten Tiefen von 6289 m südlich von Gr. Cayman. Al. Agassiz, der mit Commodore J. R. Bartlett zusammen die Randschwellen zwischen den Kleinen und Großen Antillen untersucht hat, konnte feststellen, daß die Anegadastraße zwischen den Jungferninseln und Sombrero, oder noch genauer die von Portorico über St. Croix nach Saba verlaufende Schwelle das Haupttor für die eintretenden atlantischen Tiefengewässer vorstellt, während die Monapassage zwischen Portorico und Haiti nur 583 m und der Windwärtskanal zwischen Haiti und Kuba nur 1284 m größte Satteltiefe darbieten und die Floridastraße an ihrem nördlichsten Ausgange zwischen Jupiter Inlet und Memory Rock (26¾° N. B.) nicht über 803 m tief ist. Die Anordnung der Temperaturen zu beiden Seiten des die Kleinen Antillen tragenden Rückens in den darin eingesenkten Straßen scheint manches Unregelmäßige zu bieten, was erst bei künftiger genauerer Nachprüfung der amerikanischen Messungen aufzuklären sein wird. Im ganzen aber scheint hervorzutreten, daß sich im Südosten die dem Äquatorialstrom, bei den Großen Antillen aber die der warmen Sargassosee eigene Temperaturschichtung bemerkbar macht. Folgende zwei von Al. Agassiz entlehnte und durch graphische Interpolation umgeformte Reihen mögen diesen Unterschied verdeutlichen; die erste ist am 21. März 1879 nördlich von St. Vincent, die zweite am 11. Februar 1880 in der Windwärtspassage nahe an der Ostspitze von Kuba ausgeführt.

Tiefe (m)	0	50	100	150	200	300	400	500	1000	1500	1950
St. Vincent . .	27.2°	22.4°	18.8°	15.9°	12.9°	10.6°	9.1°	8.0°	4.6°	4.3°	4.2°
Windwärtspass.	24.7	23.1	22.7	22.0	18.8	17.8	14.8	12.6	5.6	4.3	4.2

Aus der breiten Ausdehnung der Schelfbänke von Jamaika nach Honduras hinüber folgt, daß mit dem herrschenden Meeresstrom wesentlich die wärmeren Gewässer der nördlicheren Passagen in das Yukatanbecken eintreten und zwar durch den nördlich von Jamaika liegenden Jamaikakanal. Doch können auch Wassermassen aus den südöstlicheren Passagen von den Kleinen Antillen her durch das fast 1300 m tiefe Tor zwischen der Rosalinde- und Pedrobank bei 17° N. B., 79° W. L. in das Yukatanbecken gelangen. Von hier liegen jedoch keine Messungen vor, wohl aber aus dem Jamaikakanal, wo am 11. Mai 1879 die Schichtung war, wie folgt:

Tiefe (m)	0	50	100	150	200	300	400	500	1000	1850
Temp.	27.8°	24.4°	25.2°	21.0°	18.9°	16.3°	13.9°	11.6°	5.2°	4.2°

Wenn wir von den obersten hundert Metern absehen, wo sich die im Mai höher stehende Sonne bemerkbar macht, ist der Jamaikakanal etwas kühler als die Windwärtspassage. Weiterhin werden dann in der Yukatanstraße zwischen Kap Antonio und Catoche diese warmen Gewässer seitlich eingeengt und nach der Tiefe zusammengedrängt. Daher ist die Yukatanstraße im allgemeinen noch höher temperiert, als die Windwärtsstraße.

An einer der tiefsten Stellen der ersteren am 22. Mai 1878 fand Agassiz folgende Temperaturen:

Tiefe (m)	0	50	100	150	200	300	400	500	1000	2203
Temp.	28.3°	26.5°	25.0°	23.0°	20.9°	14.8°	14.1°	9.2°	6.0°	4.2°

Der Überschuß der Temperatur zwischen 50 und 200 m Tiefe ist deutlich; in den größeren Tiefen aber macht sich doch eine Zufuhr von Wasser aus dem Äquatorialstrom fühlbar. Im Golf von Mexiko zeigt sich ein beträchtlicher Unterschied der Temperaturen aus gleichen Tiefen, wenn wir den Nord- und Westteil mit dem Osten bei Kuba vergleichen: das letztere Gebiet ist erheblich intensiver durchwärmt[1]). Ich gebe im folgenden drei Temperaturreihen aus dem über 3400 m tiefen Teil des Mexikanischen Beckens, nahe bei 25° N. B., von denen die östlichste am 16., die mittlere am 11. Mai 1876, die westlichste am 10. Juni 1877 genommen sind.

Tiefen (m)	0	50	100	150	200	300	400	500	1000	3400
85° W.	26.7°	25.5°	24.3°	23.0°	21.6°	19.5°	17.3°	14.8°	6.0°	4.4°
89° W.	24.2	22.2	20.5	17.9	16.1	13.0	10.2	8.0	4.4	4.2
95° W.	26.1	22.7	19.1	16.3	14.2	10.8	8.6	7.3	4.5	4.3

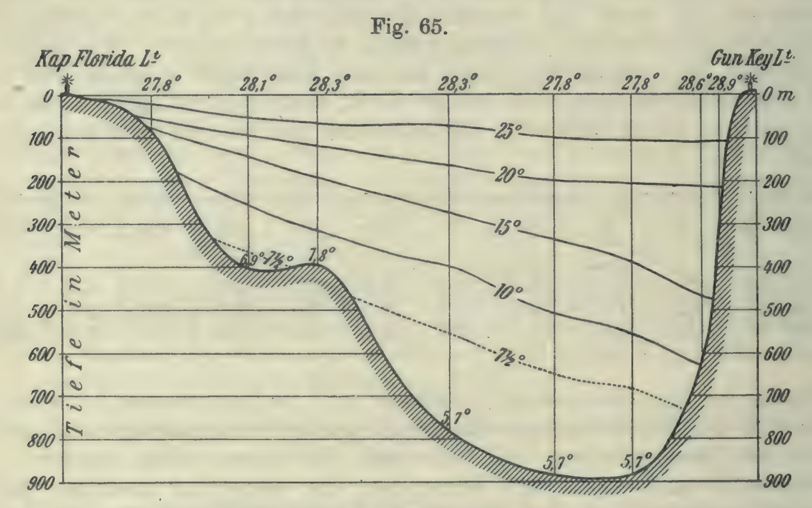
Hieraus ist ohne weiteres zu entnehmen, daß die Hauptmasse des warmen Wassers aus der Yukatanstraße gleich nach Osten umbiegt und nicht erst den Mexikanischen Golf umkreist. In diesem selbst machen sich örtliche Einwirkungen stark bemerkbar, die wegen der niedrigen Lufttemperaturen entlang den Küsten von Texas im Winter zu einer merklichen Auskühlung aller Schichten in mehr als 50 m führen. Daß der Floridastrom in dieser Weise bereits in seiner Wurzel stark einseitig erwärmt auftritt, ist zu einem guten Teil wohl auch der Einwirkung der Erdrotation zuzuschreiben, die seine Gewässer rechts gegen die Gestade Cubas und der Bahamabänke drängt. Es bleibt das so auch an der schmalsten Stelle der Floridastraße, in den Engen von Bemini, durch die Agassiz und Bartlett am 30. und 31. Mai 1878 das nachstehende, ebenfalls aus Fahrenheit und Faden in Zentigrade und Meter umgewandelte Profil gelegt haben (Fig. 65). Es erweist zugleich deutlich, daß hier von einer entgegengesetzt (nach Süden) gerichteten Einströmung kalten Wassers an der linken (Florida-) Seite kaum gesprochen werden darf, zumal auch in den größeren Tiefen die Temperaturen ebenso hoch sind wie in der Wurzel des Floridastroms nördlich von Cuba in 85° W. L. und höher als im Mexikanischen Golf.

Im Romanischen Mittelmeer sind die Strombewegungen für die Temperaturschichtung von untergeordneter Bedeutung, auch ist, wie wir früher bereits mehrfach betonen mußten, der einzige ozeanische Zugang zu seicht und zu eng, um Einwirkungen vom Atlantischen Ozean

[1]) Vergl. die Karte von Lindenkohl, Petermanns Mitt. 1896, Taf. 3 für das Niveau von 460 m.

her maßgebend werden zu lassen. Wir sahen überdies, daß entlang dem Boden der Schwelle vor der Gibraltarstraße der Strom nach außen zum Atlantischen Ozean hin gerichtet ist, was mit dem hohen Salzgehalt des die Tiefen des Mittelmeeres füllenden Wassers zusammenhängt (S. 339 und 429). Wir können demnach überhaupt keinen Zufluß atlantischen Wassers in der Tiefe erwarten und haben im Mittelmeer, wie das schon Aimé richtig erkannt hat, im wesentlichen nur die örtlich gegebenen Wärmequellen zur Deutung der Temperaturschichtung heranzuziehen. Es war uns dies bei früherer Gelegenheit schon besonders wertvoll, als wir

Fig. 65.



Temperaturschichtung in der Floridastraße (nach Al. Agassiz).

vom Eindringen der Wärme in der täglichen und jährlichen Periode zu handeln hatten (S. 389 und 417). Das damals gegebene Material muß nun hier nach anderen Gesichtspunkten vervollständigt werden. — Die Wärmeschichtung im westlichsten Teil des Balearenbeckens zeigt noch Einwirkungen von der Gibraltarstraße her. Durch diese strömt an der Oberfläche das leichtere atlantische Wasser ostwärts ein; es wird durch die vorherrschenden Nordwestwinde sowohl wie durch die Erdrotation nach rechts, also an die afrikanische Küste gedrängt und ist überdies von relativ niedriger Temperatur, da an der marokkanischen Küste bei Tanger und Kap Spartel aufquellendes Tiefenwasser kältere Schichten an die Oberfläche führt. Da hiervon bei späterer Gelegenheit ausführlicher zu handeln sein wird, mag der Hinweis genügen, daß es sich auch hier um divergente Zerrungen handelt, die durch den Kanarienstrom und die Passattrift einerseits nach SW, den Oberflächenstrom ins Mittelmeer anderseits nach O. hervorgebracht werden. Die Schichtung im einzelnen hat W. B. Carpenter auf zwei Fahrten im August 1870 und 1871 untersucht[1]) und auf die mächtige homotherme Schicht bereits aufmerksam gemacht, offenbar ohne von Aimés früheren Beobachtungen Kenntnis zu besitzen. Im westlichsten Teil zwischen Gibraltar und Alboran fand er sie mit 12.8°

[1]) Proc. R. Soc. London 1870/71, Bd. 19, p. 170 f.; 1871/72, Bd. 20, p. 579 f.

etwa von 200 m abwärts bis 1072 m, weiter östlich dicht an der algeriner Küste (der Kleinen Kabylie) mit ebenfalls 12.8° von etwa 250 m an bis 2663 m; dagegen war an der gegenüberliegenden spanischen Küste südwestlich von Cartagena diese Schicht mit nur 12.6° bereits in 120 m Tiefe erreicht, wie aus folgender Übersicht hervorgeht.

N. B.	Länge	0	20	40	60	80	100	120	140	180	Bod. in m	
36° 0′	4° 40′ W.	23.6°	20.4°	18.2°	16.9°	15.9°	15.1°	14.6°	13.9°	12.9°	12.8°	1072
35° 59′	5° 55′ O.	25.0	21.1	16.0	15.3	14.0	13.6	13.4	13.3	13.1	12.8	2663
37° 25′	1° 10′ W.	20.8	14.9	14.0	13.5	13.1	12.8	12.6	12.6	12.6	12.6	1545

Hieraus ist nicht nur zu entnehmen, daß das algeriner Küstenwasser (Reihe 2) in allen Tiefen etwas kühler ist, als das mehr offen gelegene Gebiet östlich von Gibraltar (Reihe 1), sondern daß an der spanischen Küste die Auskühlung allgemein größer ist als an der algeriner. Man wird nicht fehlgehen, wenn man hierin wiederum Folgen einer vertikalen Zirkulation erblickt, indem die von der spanischen Küste wehenden nördlichen Winde in ihrem Rücken ein Aufquellen des Tiefenwassers hervorbringen.

Für die jahreszeitlichen Änderungen der Schichtung sind neben den bereits erwähnten Beobachtungen Aimés zwei Stationen Makaroffs von einiger Bedeutung, da er sie im Anfang Mai 1889 ausführte; leider fehlen eigentliche Winterbeobachtungen noch ganz. Makaroff erhielt an der algeriner Küste und beim Kap de Gata:

N. B.	Länge	0	25	50	100	150	200	400 m
36° 54′	1° 28′ O.	15.7°	14.7°	14.5°	13.9°	13.4°	12.9°	13.0°
36° 23′	2° 29′ W.	15.9	14.0	13.2	12.9	12.9	12.9	12.9

Hier ist die beginnende sommerliche Erwärmung auf der spanischen Seite kaum bis 100 m, an der algeriner aber bis zur doppelten Tiefe vorgedrungen, worin ebenfalls Windstauwirkung erkennbar wird. — Gleichfalls aus dem Frühling (15. April 1902) rührt eine Temperaturreihe südlich von Monaco her, die Thoulet[1]) kürzlich veröffentlicht hat:

N. B.	O. L.	0	285	485	685	885	1085	1285	1485
43° 36′	7° 39′	14.8°	13.2°	13.1°	13.1°	12.8°	13.0°	13.0°	12.9°

Reichhaltiger sind die Beobachtungen aus dem Golf von Neapel, die E. Semmola mit Kippthermometer im Juni und August 1879, sowie im Januar und Februar 1880 ausgeführt hat[2]), wenn auch die meisten in nächster Nähe des Landes. Mehr in der Mitte des Golfs erhielt er nachstehende Reihen.

[1]) Résultats des Camp. scientif. du Prince de Monaco fasc. 29, Monaco 1905, p. 82.

[2]) Zeitschr. österr. Ges. für Meteorol. Bd. 17, Wien 1882, S. 251 f.

Datum	0	10	20	30	40	50	60	70	80	100	120	180
11. Juni	23.2°	18.4°	16.7°	15.8°	16.0°	15.4°	15.3°	15.2°	14.8°	14.2°	14.0°	14.0°
28. Aug.	26.7	23.6	21.4	19.1	18.6	17.6	16.4	15.9	15.1	14.3	14.1	14.0
3. Feb.	13.3	13.2	13.2	—	—	13.2	—	—	—	13.2	—	13.2

Die im Winter gebildete Homothermie tritt hier sehr deutlich hervor; sie ist mit 13.2° im Tyrrhenischen Becken um 0.4° höher, als gewöhnlich im Balearischen; doch ist nicht zu bezweifeln, daß die homothermische Temperatur nicht in allen Jahren gleich, sondern von den kältesten Oberflächentemperaturen des Winters bestimmt werden wird, und zwar kommen dabei die landfernsten Teile der Becken in Betracht, wo die Wassersäule auch angenähert homohalin ist. So ist denn auch im Orientalischen Becken diese Temperatur im Westen niedriger, als im Osten. Nach den hierin gut übereinstimmenden Messungen Carpenters und der Polaexpedition ist sie für das Ionische Meer auf 13.5°, für das Syrtenmeer auf 13.3°, das Gebiet zwischen Kreta und der Marmarika auf 13.6° bis 13.7°, südwärts von Cypern aber auf 13.7° anzunehmen. Die homotherme Säule beginnt im Hochsommer zwischen 600 und 700 m, doch sind nicht alle Stationen genauer daraufhin untersucht, einige zeigen noch bei 1000 m 13.8° bis 13.9°.

Im einzelnen zeigen die oberen Schichten einige regionale Merkmale, die wiederum auf gewisse Stau- und Auftriebwirkungen durch die im Sommer vorherrschenden und oft sehr starken nördlichen Winde (Etesien) hinzuweisen scheinen[1]). Faßt man die Beobachtungen der Polaexpedition zu Gruppen

1. Ionisches Meer gegen das Meer nördlich von Barka.

Mittl. Breite	Länge	0	30	50	70	100 m
37°—37½° N.	17°—20° O.	25.0°	21.9°	18.3°	16.2°	15.4°
32½°—34° N.	20°—22° O.	26.2	24.4	19.4	17.1	15.9

2. Südlich vom Peloponnes gegen Marmarica und Nildelta.

Mittl. Breite	Länge	0	30	50	70	100 m
35°—36° N.	22° O.	25.7°	20.1°	16.6°	15.6°	15.2°
32° N.	26—29° O.	26.1	24.8	21.0	18.7	16.6
32° N.	29—32° O.	26.8	25.4	21.5	19.5	17.8

3. Südlich von Kreta gegen die Syrische Bucht.

Mittl. Breite	Länge	0	30	50	70	100 m
34° N.	25—31° O.	24.6°	20.7°	17.4°	16.3°	15.3°
33—34° N.	32—34½° O	27.8	25.5	20.4	18.6	17.5
32—33° N.	33—37° O.	28.1	26.4	22.3	20.2	17.8

[1]) Für die Winde vergl. Beilage zu Heft 9 der Ann. der Hydrogr. 1905.

zusammen, so zeigt sich jedesmal nach Süden hin eine merkliche Zunahme der Temperatur in gleichen Niveaus, und zwar ist sie in den Tiefen von 30 und 50 m größer als an der Oberfläche, so daß also nicht bloß die abnehmende geographische Breite dafür verantwortlich ist, sondern der Windstau. Die beiden von Carpenter im Orientalischen Becken ausgeführten Stationen (August 1871) lassen diese Stauwirkung ebenfalls erkennen; doch erwecken die reichlich hohen Temperaturen der östlicheren Station einiges Mißtrauen, da die zahlreichen Beobachtungen der Österreicher in derselben Gegend und Jahreszeit doch merklich niedriger ausfallen:

N. B.	O. L.	0	30	50	70	100	200 m
35° 54′	16° 23′	26.7°	23.0°	20.0°	17.5°	15.8°	14.2°
32° 17′	26° 44′	26.1	24.4	24.3	21.0	19.0	15.1

Die Syrische Bucht südlich von Cypern nach dem Nordrande der Sinaihalbinsel hin besitzt die intensivste sommerliche Durchwärmung im ganzen Mittelmeerbecken (Tabelle 3, Zeile 3), da die Nordwestwinde alles warme Oberflächenwasser in diesen Winkel hineinfegen und aufstauen. Gegen das offene Meer südlich vom Peloponnes gehalten ist hier der Überschuß der Temperaturen in allen Tiefen größer als an der Oberfläche:

an der Oberfl.	in 30 m	in 50 m	in 70 m	in 100 m
2.4°	6.3°	5.7°	4.6°	2.6°

Eine besondere Betrachtung erfordern die drei nordwärts gerichteten Abgliederungen des Mittelmeeres, das Adriatische, Ägäische und Schwarze Meer.

Das Adriatische Meer ist vornehmlich durch ältere Beobachtungen (1874—77 und 1880) von Jos. Luksch und Jul. Wolf wenigstens für den Sommerzustand erforscht worden[1]). Hier sind die vorherrschenden, an der Ostseite nach N, an der italienischen nach S gerichteten Strömungen wieder maßgebend für die Erwärmung der oberen Schichten, aber auch lokale aufsteigende Bewegungen, die, veranlaßt durch unterseeische, aber kühle Süßwasserquellen, im Bereiche der dalmatinischen Inseln recht häufig zu sein scheinen. So ist im allgemeinen die Temperatur in derselben Tiefe an der italienischen Seite etwas höher, als an der dalmatinischen, außerdem aber, wie nicht anders zu erwarten, nach Süden hin höher, als im Norden. Die (auf der folgenden Seite stehende) Tabelle gibt für fünf Stationen die zugehörigen Temperaturen; die erste liegt westwärts von der Insel Scarda, die zweite auf der Linie Ragusa-Gargano, die dritte über der großen Tiefe zwischen Cattaro und Brindisi, die vierte etwas südlich von der Straße von Otranto, die vierte bereits im Ionischen Meer westlich von Zante (zum Vergleich). Die sommerliche Erwärmung erfaßt hiernach wesentlich nur die Schichten bis 60 m Tiefe in kräftiger Weise. Die Auskühlung der dalmatinischen Küstengewässer kommt wesentlich in der ersten Station zur Geltung;

[1]) Mitt. a. d. Gebiete des Seewesens, Wien 1881, Heft 8 und 9; 1887 (hier übersichtl. Zusammenfassung auch älterer Beobachtungen von Ritter v. Lorentz und v. Hopfgartner).

N. B.	O. L.	10	20	30	40	50	60	70	100	120	140	160 m
44° 12′	14° 29′	23.4°	19.7°	15.9°	14.5°	13.6°	13.1°	—	—	—	—	—
42° 15′	17° 1′	24.4	—	16.2	15.4	15.0	14.7	14.6°	14.4°	14 2°	14.1°	14.0°
41° 8′	18° 17′	25.2	20.2	16.7	15.6	15.2	—	14.7	14.4	14.2	14.1	13.9
39° 51′	19° 0′	25.8	25.1	—	19.2	16.4	15.5	15.1	14.4	14.1	14.1	14.1
37° 27′	19° 56′	24.5	24.0	—	21.6	18.7	17.5	16.7	15.6	15.3	14.9	14.7

im Jahre 1875 beobachteten aber Luksch und Wolf in verschiedenen Fällen noch kältere Bodenschichten; so 2 Seemeilen von Zengg entfernt am 28. August:

Tiefen (m)	0	9,5	19	38	57	66,5	74
Temp.	22.2°	18.1°	16.0°	12.3°	10.2°	9.8°	9.7°

Die winterliche Abkühlung wird in den nördlichen Randgebieten durch die geringen Salzgehalte der obersten Schicht nicht im vollen Betrage in die Tiefen weitergegeben, so daß dann eine katotherme Anordnung auftreten kann. So beispielsweise am 30. Januar 1877 im Quarnero:

Tiefen (m)	0	1.9	9.5	19	28.5	40	47.5
Temp.	10.7°	10.7°	11.0°	11.1°	11.1°	11.7°	12.3°

Nach den (nicht sehr ausgedehnten) Beobachtungen auf der Reede von Fiume tritt dort das Maximum der Temperatur an der Oberfläche in der ersten Hälfte des August, in 23 m Tiefe in der zweiten Hälfte des August, am Boden in 44 m erst im Oktober ein. Die Minima fallen für die Oberfläche und 23 m auf Monat März, am Boden auf April; also auch hier ein ausgeprägter Phasenverzug. Für mehrere Stationen im Quarnero haben Luksch und Wolf durch sorgfältige Messungen und graphische Interpolation auch die mittlere Temperatur der ganzen Wassersäule berechnet; für eine Station zwischen Cherso und Fiume ergaben sich danach folgende Werte (von der Oberfläche bis 66.5 m Tiefe):

15. Aug. 1875	27. Jan. 1876	18. Febr. 1876	24. Mai 1876	14. Okt. 1876
15.1°	9.5°	9.5°	12.5°	16.4°

Hiernach war daselbst die Wassersäule im Oktober wärmer als im August. Die Bodentemperaturen sind im nördlichen seichten Teil allgemein in der Mitte niedriger, als näher an den Küsten auch in gleichen Meerestiefen. Südwestlich von Istrien liegen sie (im Sommer) zwischen 14° und 17°, sinken aber zwischen 14° und 15° O. L. auf dem Streifen Fiume-Vasto etwas unter 13°, erheben sich auf der Schwelle von Cazza nach Pelagosa und Pianosa auf 13.5° bis 14.0°, sinken dann aber in dem tiefen Becken (bis 1645 m) zwischen Brindisi und Cattaro auf 12.8°; Hopfgartner fand im Winter 1878 näher nach Ragusa hin sogar eine katotherme Anordnung:

Tiefen (m)	500	550	650	700	775	850	930	1075	1230
Temp. (C°)	11.7	11.6	11 7	12.0	12.1	12.0	12.1	12.2	12.3

Wahrscheinlich bestand hier ein Zusammenhang mit der gleichzeitig vorhandenen, nicht näher angegebenen Salzgehaltsschichtung.

Das Ägäische Meer mit seiner reichen Gliederung in mehrere kleine Becken und Mulden, die durch zum Teil noch nicht 200 m tiefe Schelfe und Rücken geschieden sind, wird in seinen homothermen Schichten örtliche Unterschiede aufweisen müssen. Auch hier haben wir, abgesehen von ein paar Stationen Makaroffs aus dem März 1889 (vergl. schon oben S. 418) wieder sehr zahlreiche Beobachtungen der österreichischen Gelehrten an Bord der Pola aus dem Hochsommer 1893, einige im Südgebiet auch aus dem September 1891. Leider sind die Messungen nicht häufig genug in der Absicht ausgeführt, den Beginn der homothermen Säule festzustellen: im allgemeinen haben wir es aber auch hier mit dem Niveau von 500 bis 600 m zu tun. In der Kretensischen Doppelmulde ist die Temperatur dann 13.9°, westlich von den Cykladen war sie 1891 bei 13.5° und 13.6° abwärts von 540 m, 1893 aber 14.2° in 580 m, und bei Kap Malia 13.8°. In der Mulde nördlich von Euböa aber sind schon von 300 m abwärts 13.6°, ebenso im Samosbecken, doch kommt hier einmal in 762 m nur 13.4° zur Aufzeichnung. Während südlich von Mytilini bei 350 m 14.1° erwähnt werden, sind nördlich davon in 371 m nur 13.8° gemessen. In der langgestreckten Nordsporadenmulde sind südlich von der Chalkidike 12.8°, bei Samothraki nur 12.7° in Tiefen von mehr als 800 m vermerkt, bei 600 m zweimal noch 12.9°. Diese Differenzen beruhen ersichtlich in der Hauptsache auf örtlicher Winterauskühlung, die hier durch die verhältnismäßig salzarme Deckschicht jedoch erschwert wird.

In den höheren Schichten sind ebenfalls örtliche Verschiedenheiten erkennbar, für die eine Aufklärung zur Zeit nur in wenigen Fällen ausfindig zu machen sein dürfte: ein so reich gegliedertes Meer verlangt viel häufigere Beobachtungen auch in den anderen Jahreszeiten, als im August und September. Ich habe wieder einige Mittelwerte aus 3 oder 4 benachbarten Stationen der Pola gebildet, die jene örtliche Differenzierung verdeutlichen.

Örtlichkeiten	0	20	30	50	100
1. Zwischen K. Malia und Seriphos .	23.5°	22.7°	22.0°	19.8°	15.6°
2. Über der Kretensischen Mulde . .	25.6	23.4	20.2	17.6	15.4
3. Zwischen Rhodos und Amorgos . .	23.3	21.8	19.4	17.5	15.8
4. Zwischen Nisyros und Symi . . .	24.0	21.6	20.8	18.4	16.9

Von dieser südlichen Gruppe ist die zweite Anfang August 1891, die andere Ende August 1893, die erste sogar Ende September 1893 beobachtet, woraus sich die Oberflächentemperaturen erklären. Die vierte, vor dem Golf von Doris, am meisten landumschlossen, zeigt eine intensivere Durchwärmung bis 100 m hin, als in der Kretensischen Mulde und bei Rhodos der Fall war.

Örtlichkeiten	0	20	30	50	100
5. Nordöstlich von Euböa	21.3°	21.1°	20.1°	16.4°	14.9°
6. Im Samosbecken	22.7	21.6	18.7	17.4	16.3
7. Südlich von Mytilini	24.2	18.3	17.3	16.5	15.8
8. Zwischen Mytilini und Lemnos . .	23.0	18.2	17.2	16.3	15.7

In der mittleren Gruppe (Nr. 5 bis 8) ist das Samosbecken am besten durchwärmt, das euböische am wenigsten.

Örtlichkeiten	0	20	30	50	100
9. Südlich von Chalkidike	24.7°	20.6°	17.8°	15.5°	13.8°
10. Zwischen Samothraki und Lemnos .	22.0	21.6	20.9	16.9	14.8

Daß in den Schichten zwischen 20 und 100 m der südwestliche Teil dieser Nordsporadenmulde kühler ist als der nordöstliche, darf gewiß auffallen, und eine Erklärung ist schwierig. Der Träger dieser niedrigen Temperaturen ist Wasser mit einem Salzgehalt von 38.5 Promille, und dieses kommt an der kleinasiatischen Küste bei Lemnos und Mytilini an der Oberfläche vor; dort wird es wohl im Winter auf 14° und weniger abgekühlt. Die herrschende Meeresströmung führt es nach Norden, wo alsbald das leichte, aus den Dardanellen abströmende Wasser es überdeckt. Dieses Dardanellenwasser ist in allen Jahreszeiten kälter, als das ägäische und wird daher bei der Durchmischung mit dem von der kleinasiatischen Küste gekommenen Wasser dessen Temperatur zunächst erniedrigen. Daß nun der Hauptabfluß des Dardanellenstroms südwärts von Lemnos vorüber nach Westen und Südwesten führt, wird diese vermutete Abkühlung gerade vor der Halbinsel Chalkidike ziemlich stark wirksam werden lassen. Wenn wir Beobachtungen aus dem Winter und Frühling besäßen, brauchten wir uns nicht mit derartigen, immerhin gewagten Hypothesen zu behelfen. Das Gebiet vor den Dardanellen und in diesen selbst hatte nach den Arbeiten der österreichischen Expedition folgende Temperaturen.

Örtlichkeiten	0	20	30	50 m	Bemerkung
11. Vor den Dardanellen	22.1°	19.9°	17.2°	16.4°	Boden in 50 m
12. In denselben (Sara Siglar-Bai) . .	22.0	16.5	(16.4)	—	Boden in 29 m

Auch hier ist nicht zu vergessen, daß an der erst genannten Stelle dicht am Boden, an der zweiten ebenfalls von 25 m abwärts das starksalzige ägäische Wasser (mit 38½ bis 39 Promille) dem Oberflächenstrom entgegengesetzt in das Marmormeer hineinströmt.

Im M a r m o r m e e r selbst berichtet Spindler[1]) von einer homothermen (und zugleich homohalinen) Tiefenschicht, die in einer wechselnden Tiefe von 220 bis 350 m beginnend mit 14.2° bis zum Boden auch der tiefsten Stelle (1403 m) herrscht: also Winterwasser aus dem Ägäischen Meer. Die Oberschicht zerfällt in drei Stufen. An der Oberfläche bis etwa 11 m liegt eine homotherme (und homohaline) Deckschicht, die im September 1894 19.6° hatte; darunter nahm die Temperatur rasch ab auf 18° in 18 m, 17° in 27 m, 16° in 50 m, und von da an wieder langsamer auf 14.2° in 220 bis 350 m ab. Natterer[2]), der im Mai 1894 einige nicht überall gelungene Untersuchungen ausführte, fand über der östlichen großen Tiefe von der

[1]) Materialien zur Hydrologie des Marmormeers, St. Petersburg 1896.
[2]) Denkschr. k. k. Akad. d. Wiss. Wien 1895, Bd. 62, S. 103.

Oberfläche mit 12.6° zunächst eine Zunahme auf 13.4° in 10 m, sodann schon von 30 m abwärts 14.1° bis 14.2°. In der Nähe der Küsten waren die Oberflächentemperaturen schon auf 20½° bis 21° gestiegen. Am Südausgange des Bosporus dicht bei Konstantinopel maß Spindler am 2. Oktober 1894:

Tiefen (m)	0	5	10	15	20	25	30	33
Temp. (C°)	19.7	19.4	19.4	19.0	17.5	17.3	16.7	16.6

Die Tiefe des starken Temperatursprungs (18 bis 20 m) gab auch die Grenze für die obere Strömung des schwachsalzigen pontischen Wassers gegen die entgegengesetzte 35 bis 37 Promille Salz führende untere Strömung in das Schwarze Meer hinein.

Das Schwarze Meer ist durch J. W. Spindler und F. v. Wrangell[1]) auf drei Fahrten im Juli 1890, Mai und Juni 1891 und August 1891 genauer erforscht worden; einzelne Ergänzungen von anderer Seite sind noch im Jahre 1899 dazu gekommen[2]). Wir ersehen daraus, daß in der warmen Jahreszeit eine ausgesprochen dichotherme Schichtung obwaltet. Die Lage der Minimaltemperatur und deren thermometrische Höhe sind nicht überall gleich. Es scheint jedoch, als wenn im Mittel die Tiefenlage auf etwa 65 m, die Temperatur auf 6.5° anzunehmen, und dabei die senkrechte Entwicklung (die Mächtigkeit) der Minimalschicht über der Mitte des Tiefenbeckens geringer wäre, als näher nach den Randgebieten hin. Nachstehende Temperaturreihen sind hierfür typisch; sie beziehen sich auf die Stationen 65 in 44° 37′ N., 32° 59′ O., 44 in 43° 6′ N., 32° 51′ O., 114 in 42° 7′ N., 33° 11′ O. (südwärts von der Krimhalbinsel).

Station	0	10	20	30	40	50	60	70	80	100	Boden	in m
65	16.6°	16.1°	11.8°	10.7°	9.7°	8.4°	7.3°	6.5°	6.4°	6.7°	8.3°	131
44	17.2	13.9	11.5	9.5	7.8	7.4	7.8	8.1	8.3	8.5	9.1	2012
114	22.8	20.4	12.9	9.7	8.5	7.3	6.5	6.5	6.8	6.9	8.9	366

Die Unterschiede in der Oberflächentemperatur sind leicht verständlich, da die dritte Station Ende August, die anderen beiden Anfang Juni ausgeführt wurden. Wir finden die Minimaltemperaturen (bei genauerer graphischer Darstellung) bei der mittelsten Station schon in 45 m mit 7.3°, bei der nördlichsten aber erst in 75 m mit 6.3°, bei der südlichen in 65 m mit 6.2°. Die Mächtigkeit der Minimalschicht zwischen den beiden Isothermflächen von 8° umfaßt bei der mittleren Station die Tiefen zwischen 40 und 65 m, bei der nördlichen aber von 52 bis 120, bei der südlichen von 45 bis 150 m. So ist auch im Osten des Pontischen Beckens die Mächtigkeit dieser Schicht besonders groß, zwischen 45 und 170 m, im Westen aber liegt sie nur zwischen 40 und 110 m: eine Gesamtanordnung, die mit dem später zu beschreibenden zyklonalen Stromsystem in Zusammenhang gebracht werden wird. Im Jahre 1899 sind aus den oberen Schichten bis 100 m hinab für vier verschiedene Stellen des Schwarzen Meeres an 7 Tagen

[1]) Materialien zur Hydrologie des Schwarzen und Asowschen Meeres. Beilage zu den Sapiski po Hidrografii Bd. 20, St. Petersburg 1899.

[2]) Sapiski etc. Bd. 21, 1899, p. 225.

Beobachtungen in den Monaten April, September, November und Dezember beigebracht. Ich ordne sie nach den zusammengehörigen Positionen, soweit sie einen Einblick in die jahreszeitliche Änderung der Temperaturen gestatten, und unterlasse absichtlich jede graphische Interpolation der Beobachtungen. An einem Orte südlich von der Krim in 44° 9′ N., 34° 9′ O. erhielt man folgende Temperaturen.

Datum	0	9	18	27	37	46	55	64	91	183	366 m
16. April	9.2°	8.7°	8.8°	8.3°	8.3°	8.3°	8.0°	7.8°	8.3°	8.6°	9.0°
17. Sept.	21.5	21.2	21.0	15.0	9.2	8.2	8.2	7.5	8.8	8.8	8.8

Die Durchwärmung vom Frühling bis zum Herbst von der Oberfläche bis 46 m Tiefe ist deutlich, die Veränderung der unteren Schichten gering. — Westlich von der Krim sind drei Serien ausgeführt in 44° 50′ N., 33° 0′ O. (nur bis 91 m Tiefe).

Datum	0	9	18	27	37	46	55	64	91 m
16. April	9.0°	9.0°	9.6°	8.2°	8.8°	8.0°	7.9°	7.8°	7.8°
20. Sept.	20.4	20.2	20.2	20.2	10.2	8.5	8.0	7.5	7.8
13. Dez.	9.5	9.5	9.5	9.5	9.5	9.5	9.5	9.5	9.3

Die gemeldete völlige Homothermie für den Dezember erscheint sehr auffallend und sogar mit den Befunden in den anderen Monaten in gewissem Widerspruch, da die Schicht minimaler Temperatur ganz verschwunden ist; diese Beobachtungsreihe ist daher bis auf weiteres zu beanstanden. Auch das Verhalten der Schichten in 64 m (im April höhere Temperatur als im Herbst, auch im Sommer) ist bemerkenswert und nicht recht verständlich, zumal gleichzeitige Angaben für den Salzgehalt ganz fehlen. Endlich ist noch eine Reihe aus dem November für einen Punkt nordöstlich von Sinope (42° 25′ N., 35° 34′ O.) bemerkenswert:

Datum	0	9	18	27	37	46	55	64	91	183	366 m
22. Nov.	13.6°	13.6°	13.0°	8.0°	7.7°	7.3°	7.3°	7.5°	8.0°	8.7°	9.0°

Hier finden wir typische Dichothermie mit einem Minimum bei 50 m, wodurch um so unwahrscheinlicher wird, daß ein solches vier Wochen später westlich von der Krim ganz geschwunden sein soll. — Abwärts von 70 m beginnen die stärker salzhaltigen Schichten mit einer Temperatur von über 8° bis zuletzt 9.0° unterhalb von 400 m bis zum Boden in 2200 m. — Das Asowsche Meer war, als Spindler und Wrangell es im Juni 1890 untersuchten, recht warm, indem an der Oberfläche Temperaturen von 24.2° bis 28.0°, am Boden in 8—13 m von 20.1° bis 25.4° beobachtet wurden.

Unter den kleineren Mittelmeeren steht durch die Fülle der vorliegenden Beobachtungen die Ostsee voran; für ihre Erforschung ist insbesondere die letzte Zeit mit ihren international organisierten Arbeiten bedeutsam geworden. Wir haben aus diesem Grunde bereits mehrfach schon im vorigen besonders typische Vorgänge und Zustände, wie das Vordringen der periodischen und unperiodischen Temperaturschwankungen, die Sprungschicht, und auch die unregelmäßige, schubweise erfolgende Erneuerung

der Tiefenschichten aus dem Kattegat und der Nordsee her zu erwähnen gehabt. Indem wir uns vorbehalten, bei Darstellung der Strömungen oder Wasserumsetzungen auf einiges zurückzukommen, sei hier nur versucht, ein allgemeines Bild von der Thermik der Ostsee in den vier Monaten der Terminfahrten in Kürze zu entwerfen[1]).

Im Februar ist das Gebiet der offenen Ostsee zwischen Bornholm und den Finnischen Schären in seinen nördlichen Teilen oft von Treibeis bedeckt. Im Süden, insbesondere in der Danziger Mulde erstreckt sich die charakteristische homohaline Deckschicht in einer Mächtigkeit von 40 bis 60 m ziemlich gleichmäßig ausgekühlt unter der Oberfläche, mit Temperaturen, die je nach der Strenge des Winters zwischen 1.6° und 2.8° liegen. Zu beachten ist hierbei das Verhalten des Dichtigkeitsmaximums des schwachsalzigen Ostseewassers. Wie die Tabelle auf S. 235 ergibt, liegt für 7½ Promille das Dichtigkeitsmaximum bei 2.4°; niedrigere Temperaturen bleiben also an der Oberfläche, da bei weiterer Abkühlung eine Konvektion nach der Tiefe hin aufhört. Der Gefrierpunkt für solches Wasser liegt bei —0.4°. Normal wäre also in solchem Falle eine katotherme Lagerung der Wasserschichten; wenn angenäherte oder vollständige Homothermie in der Deckschicht auftritt, so beruht sie auf einer mechanischen Durchmengung infolge des Seegangs. Nach größeren Tiefen hin nimmt die Temperatur zu auf 4° und mehr; am Boden der Danziger Mulde scheinen sogar im Februar höhere Temperaturen nicht selten zu sein, als in den übrigen Jahreszeiten, wie aus den letzten allein vollständigen Beobachtungsreihen der deutschen Terminfahrten zu entnehmen, die folgende kleine Tabelle enthält:

Bodentemperaturen in Stat. 12, Danziger Bucht, 105 m.

	Februar	Mai	August	November
1904	4.02°	4.28°	3.82°	5.59°
1905	5.68°	4.80°	4.90°	4.88°
1906	5.42°	4.72°	4.39°	4.32°
1907	5.88°	—	—	—

Freilich sind die Verschiebungen des Bodenwassers sehr unregelmäßig, wie bereits früher dargelegt (s. S. 301), so daß von einem Phasenverzug hier besser nicht gesprochen wird. — Im Finnischen Golf, dessen östlicher Hauptteil unter einer Eisdecke verhüllt liegt, haben wir südlich von Helsingfors einige Beobachtungen (März 1904), die mit ihrer Anordnung von 0.18° an der Oberfläche, — 0.28° in 30 m und 0.0° am Boden in 37.5 m schwach dichotherm heißen könnte. Im tieferen Wasser aber herrschte Katothermie mit + 1.35° an der Oberfläche und 4.76° in 91 m am Boden. Nach dem im Februar ebenfalls zugefrorenen Bottnischen Golf hin liegen, der Aufopferung finnischer Gelehrten zu dankende Beobachtungen aus dem Alandstief vor: hier war unter anderem im Februar 1903 eine oberste Schicht mit — 0.2° bis 20 m angeordnet, darunter erfolgte Zunahme bis 3.07° in 273 m. — Winterliche Katothermie ist auch westwärts maßgebend, wenn auch bisweilen nur schwach ausgeprägt im Rügenschen Becken, dafür meist sehr entschieden in der Beltsee; hier aber auch gelegentlich durch Winterstürme der Homothermie angenähert (so im Fehmarnbelt am 1. Februar 1905, wo sich an der Oberfläche 1.14°, aber

[1]) Die Einzelheiten sind in den Bulletins des Résultats acquis pendant les courses périodiques des Zentralbureaus in Kopenhagen (seit 1902 erscheinend) nachzusehen.

von 5 bis 30 m 1.06° fanden). Im Großen Belt ist der Tiefenstrom meist um einige Grad (2°—5°) wärmer, als die Oberschicht (1—3°). Dasselbe gilt von dem seichteren Westen wie vom tieferen Osten und Norden des Kattegats.

Im Mai beginnt eine allgemeine Anwärmung der Oberfläche, und entsteht als allgemeiner Typus im tiefen Wasser eine mäßige Dichothermie. So waren im Gotlandtief im Mai 1905 von der Oberfläche bis 25 m 5.4°, in 60 m 2.3°, am Boden in 235 m 4.5°. Nach der Danziger Bucht hin war gleichzeitig an der Oberfläche die Temperatur 5.79°, nahm ziemlich stetig ab bis 40 m, wo die winterlich homotherme Schicht mit 2.66° erreicht war und bis 65 m hin herrschte; in den größeren Tiefen nahmen Temperatur (und Salzgehalt) entschieden zu. Am Eingange zum Finnischen Golf war in demselben typischen Jahr bei ungefähr gleicher Oberflächentemperatur (5.44°) ständige Abnahme bis 60 m auf 1.77°, dann wieder langsame Zunahme auf 4.22° in 155 m. Im seichteren östlichen Ende des Finnischen Golfs ist eine anotherme Schichtung die Regel, wobei die niedrig temperierten Winterwasser den Boden mit 0.1° bis 1.8° bedecken; vereinzelt ist auch Dichothermie (Mai 1905) beobachtet. Diese herrscht auch im größten Teil des Bottnischen Golfs, wobei die Temperaturen nach Norden hin im tiefen Wasser allgemein niedriger werden, während sich die seichteren Straßen und Küsten schon anwärmen. So fand sich im Mai 1904 über dem Ålandstief an der Oberfläche 3.16°, in 75 m das Minimum mit 1.47°, dann wieder Zunahme zum Boden bis 2.76° in 250 m. Über der tiefsten Stelle der Bottensee (62° 47′ N., 19° 1′ O.) war in der Nähe eines großen Eisfelds am 19. Mai 1904 die Oberfläche auf 0.37° abgekühlt, zeigte sich eine Minimalschicht mit —0.1° in 35 m und weiterhin Zunahme auf 2.84° am Boden in 175 m. In Nordquarken aber (63° 30.5′ N., 20° 55′ O.) waren an der Oberfläche schon 2.70°, in 10 m sogar 3.38°, am Boden in 28 m 1.63°; dagegen in der Bottnischen Wik (64° 58′ N., 22° 55′ O.) von der Oberfläche bis 40 m hinab nur 0.25°, in 50 m eine Minimaltemperatur von —0.04°, am Boden in 87 m wieder + 0.88°, und der oberen homothermen Schicht entsprach Homohalinität mit 3.37 Promille, während das Bodenwasser 3.66 Promille hatte[1]). Schwache Dichothermie findet sich auch in der Rügenschen Mulde, dagegen sind die Beltsee und das Kattegat schon sommerlich anotherm, freilich mit geringem Temperaturgradienten (oben 6° bis 7°, unten 4° bis 5°).

Im August ist in der mittleren Ostsee die homohaline Deckschicht oberflächlich stark angewärmt und kann sich eine oft sehr scharfe Sprungschicht entwickeln (S. 395). Die Durchwärmung ist aber in den einzelnen Jahren verschieden, wie folgende Übersicht für die schon öfter erwähnte deutsche Station (12) in der Danziger Bucht erweisen mag.

Jahr		1902	1903	1904	1905	1906
Oberflächentemperatur		15.4°	15.2°	15.4°	18.4°	16.4°
Die sommerwarme Schicht endet	mit	14.8°	15.0°	14.0°	15.7°	15.9°
	in m	20	40	45	30	30

Die Minimaltemperatur der dichothermen Anordnung ist im südlichen Teil der Ostsee stets höher, als die winterliche der Deckschicht (in der Danziger Bucht 3.3° bis 3.5°, im Gotlandtief 2.0° bis 2.4°), nähert sich aber nach dem

[1]) Eine ausführliche Darstellung der Thermik des Bottnischen Golfs gibt R. Witting in Ann. d. Hydr. 1906 (August- und Septemberheft).

Finnischen und Bottnischen Golf hin ihrem winterlichen Werte schon mehr, so daß man annehmen muß, daß entweder die Sommerwärme auf irgend einem mechanischen Wege, wenn auch stark verkürzt, noch diesen Tiefen zwischen 55 und 85 m zugeführt werden mag, oder Wärmezufuhr von unten her erfolgt, oder beides zugleich wirksam wird. — Der Finnische Golf ist in seinem östlichen Teil intensiv durchwärmt, im August 1903 war westwärts von Kronstadt an der Oberfläche die Temperatur 17.1°, in 15 m 11.3°, aber dann in 20 m nur 5.8°, am Boden in 36.5 m gar nur 1.9°, also Winterwasser. Im Bottnischen Golf zeigen sich die Tiefen im nördlichen Teil (der Wik) ebenfalls mit kaltem Winterwasser gefüllt (0.6° bis 1.0° am Boden), während die Oberfläche an den Küsten über 15° haben kann.. Schon in Nordquarken bildet sich jedoch die normale Dichothermie aus, die dann in der Bottensee ganz typisch vorherrscht. So war an der tiefsten Stelle (Station 24 in 62° 51′ N., 18° 55′ O.) am 12. August 1903 an der Oberfläche 13.7°, in 15 m 11.55°, in 40 m 1.80°, in 75 m 1.46°, dann langsame Zunahme auf 2.44° in 202 m. Die Minimaltemperatur ist von Jahr zu Jahr etwas verschieden. — In der westlichen Ostsee herrscht, je mehr wir in die Beltsee kommen, um so stärker ausgeprägte Anothermie, wobei an der Oberfläche 17° bis 20°, am Boden 7° bis 9° gefunden werden. Ebenso ist es im Kattegat.

Im November enthält die offene Ostsee durch die stetige Abkühlung und dadurch wirksame Konvektion eine oft sehr mächtige homotherme Deckschicht, die in der Danziger Bucht 60 m erreichen kann, wobei die Temperaturen nach der schwedischen Seite hin etwas abnehmen. So war in der Danziger Bucht 1903 die Temperatur 8.4°, über dem Landsorter Tief nur 5.8°, beidemal bis rund 40 m; im November 1902 in der Danziger Bucht bis 60 m 9.0°, in der Gotlandstiefe bis 50 m 6.3°. Im ganzen bleibt aber der dichotherme Typus bestehen, mit Minimaltemperaturen von gleichem oder etwas höherem Betrage als im August. Auch der Finnische Golf ist an seinem Westeingange dichotherm, wird dagegen nach der Mitte hin mesotherm, am Ostende schon winterlich katotherm, wenn auch nur schwach. So nahm am 20. November 1905 im Osten auf der Station F 41 (60° 7′ N , 28° 4′ O) die Temperatur von der Oberfläche mit 3.17° stetig zu bis 4.09° am Boden in 39 m; dagegen stieg sie am 11. November südlich von Hangö auf Station F 61 (59° 26′ N., 23° 9′ O) von 7.65° an der Oberfläche zunächst auf 9.34° in 50 m und fiel dann etwas unter 4° in der Tiefenschicht von 75 bis 94 m. Im Bottnischen Golf sind die Verhältnisse in den seichteren Teilen anders, als in den tieferen, die noch Dichothermie behalten, während näher den Küsten bald noch anotherme Schichtung besteht, bald schon eine katotherme eintritt. Die Tiefentemperaturen sind dann allgemein etwas höher, als im August. R. Witting[1]) berechnet für die vier Terminmonate von 1900 bis 1904 unter anderem für das Alandstief folgende Durchschnittswerte.

	Februar	Mai	August	November
Oberfläche	0.1°	4.2°	12.3°	6.1°
In 100 m Tiefe	2.4°	1.8°	2.5°	5.3°
In 250 m Tiefe	3.9°	2.0°	3.5°	4.0°

Der November ist also wahrscheinlich die Zeit für das Temperaturmaximum, der Mai für das Minimum der Tiefenschichten, mit deutlichem Phasenverzug, der hier auf das Eindringen des Unterstroms von Süden her, wo sein Wasser die Oberfläche bildete, zurückzuführen ist. Auch in der Rügenschen Mulde ist der Unterstrom mit etwas höherer Temperatur ausgestattet, so daß eine leicht katotherme Schichtung, nicht selten aber

[1]) Ann. d. Hydr. 1906, S. 395.

auch volle Homothermie eintreten kann, wie öfter an der schwedischen Seite im Bereiche des ausfließenden Stroms. In der Beltsee ist meistens schon winterliche Katothermie eingeleitet; es kommt aber auch wohl mesotherme Schichtung vor, wie 1902 im Alsenbelt, wo an der Oberfläche 9.5°, in 10 m 10.25°, am Boden in 32 m 9.18° beobachtet wurden, während gleichzeitig der Fehmarnbelt an der Oberfläche 8.9°, am Boden in 29 m 10.02° hatte. Ebenso ist auch der Große Belt in der Regel schon kathotherm, dagegen das Kattegat meistens mesotherm geschichtet. Hier sind auch die Tiefenwasser im November wärmer, als im August, während der Februar an der Oberfläche und in der Tiefe zugleich das Minimum der Temperaturen bringt. Das ist nicht nur der Fall im nördlichen Kattegat zwischen Skagen und Marstrand (dänische Station Da 7), sondern auch noch im Großen Belt bei Korsör (Station Da 26), aber nicht mehr in der Kadetrinne (Station D 5) und den Rügenschen Gewässern (Station D 8), wie folgende Mittelwerte für Oberfläche und Boden aus den Beobachtungen der dänischen und deutschen Terminfahrten zeigen mögen[1].

Station	Tiefe (m)	Februar	Mai	August	November
Kattegat Da 7	0	2.75°	6.43°	16.02°	8.66°
	100	4.72	4.98	7.31	8.91
Großer Belt Da 26	0	1.81	6.92	16.88	8.86
	60	3.73	4.67	8.20	11.01
Kadetrinne D 5	0	1.49	6.03	15.97	9.95
	26	1.89	4.17	11.88	9.87
Rügensche Mulde D 8	0	2.08	5.76	15.94	9.35
	45	2.30	4.01	12.30	9.50

Martin Knudsen, der sich eingehender mit den Temperaturen des Kattegat beschäftigt hat[2]), konnte den hierfür maßgebenden innigen Zusammenhang namentlich zwischen Tiefentemperaturen und Unterstrom genauer verfolgen. Indem er die Beobachtungen der dänischen Leuchtschiffe heranzog und die Temperatur in 23 m Tiefe verglich, führte er den Nachweis, daß im Herbst und Winter diese Tiefenschicht am Schultzgrund (im südlichen Kattegat) wärmer ist, als das Wasser gleicher Tiefe bei Skagen, während im Frühling und Sommer Skagen entschieden wärmer ist und jene Tiefenschichten des südlichen Kattegat wesentlich durch Berührung mit relativ kälteren Wassern der sie überdeckenden Oberschicht ausgekühlt werden. In nachstehender Tabelle sind Mittelwerte für die Jahre 1881 bis 1897 gegeben.

Jahreszeiten	Jan.—März	April—Juni	Juli—Sept.	Okt.—Dez.	Jahr
Skagensriff in 23 m	4.2°	7.5°	14.3°	8.9°	8.7°
Schultzgrund in 23 m	4.3°	5.0°	10.0°	9.6°	7.2°

[1]) Aus den Bulletins vom August 1902 bis 1906 berechnet. Da 7 liegt in 57° 52′ N. B., 11° 18′ O. L.; Da 26 in 55° 20.4′ N. B., 11° 2.3′ O. L.; D_5 in 54° 28′ N. B., 12° 15′ O. L, D_8 in 54° 54′ N. B., 13° 12′ O. L.

[2]) Ann. d. Hydr. 1901, S. 83 f.

In der deutschen Beltsee mit ihren geringen Wassertiefen ist die Durchmischung der Gewässer noch sehr viel gründlicher, was auch aus den geringen Unterschieden zwischen Boden- und Oberflächentemperatur aus der ersten Tabelle unmittelbar abzulesen ist.

Im ganzen Gebiet der Ostsee erweist sich das Verhältnis der aus- oder eingehenden Ströme für die Thermik der tieferen Schichten in allen Jahreszeiten maßgebend und ein selbständiges System kann man allein den oberen Schichten bis 50 oder 60 m in der offenen Ostsee von Bornholm bis zu den Finnischen Schären hin zusprechen.

Die Föhrden der Beltsee sind nicht tief genug, um zu ähnlich komplizierten Erscheinungen den Anlaß zu bieten, wie sie in norwegischen Fjorden auftreten. Immerhin kann man in den kleinen örtlichen Bodenvertiefungen der Kieler Föhrde, insbesondere in der fast 29 m, also doppelt so tief wie sonst, eingesenkten Wittlingskule doch Vorgänge wahrnehmen, die durch einen charakteristischen Phasenverzug an Nordlandfjorde erinnern. Nach den ersten Beobachtungen, die H. A. Meyer und Karl Möbius[1]) darüber veröffentlicht haben, war im Juli 1863 die Temperaturschichtung anotherm, sie wurde in den letzten Tagen des September vorübergehend homotherm, im Winter anfänglich mesotherm, von Ende Dezember an katotherm, im März 1864 vorübergehend dichotherm, dann homotherm und mit Ende März anotherm. Nachfolgende Zusammenstellung ausgewählter Beobachtungen erläutert den mit der Tiefe fortschreitenden Phasenverzug: das Maximum liegt an der Oberfläche um Anfang August, in 8 m Tiefe Anfang September, in 28 m Tiefe Ende September bis Anfang Oktober; das Minimum an der Oberfläche im Januar und Februar, in 8 m Tiefe Anfang März, in 28 m erst Mitte April.

Gang der Temperaturen im Kieler Hafen 1863—1864.

Tiefen m	31. Juli	1. Sept.	22. Sept.	29. Sept.	17. Nov.	26. Jan.	5. März	10. März	17. April	15. Mai
0	**17.6°**	17.5°	13.8°	13.8°	7.5°	**0.0°**	1.3°	1.3°	6.3°	15.0°
8	16.3	**17.5**	13.1	13.8	8.8	3.1	**0.0**	1.3	3.8	8.8
28	9.1	14.1	**14.4**	13.8	7.5	5.0	2.2	1.3	**0.0**	2.5

Die Hudsonbai ist uns nach ihrer Temperaturschichtung noch unbekannt, obwohl gerade sie manches besonders Interessante darbieten dürfte. Prestwich[2]) hat neun Reihen von Beobachtungen, die Ed. Parry im September 1823 auf seiner Eistrift im Foxkanal und Lyons Inlet ausführte, und die, wenn man sich auf seine Thermometer verlassen könnte, auf eine dort vollständige Homothermie bis 365 m hinab mit Temperaturen zwischen — 0.3° und — 1.7° hinweisen würden.

Besser sind wir wieder über das Rote Meer unterrichtet, das durch die Arbeiten von J. Luksch an Bord der Pola sehr gründlich untersucht ist, nachdem schon vorher 1858 Kapitän Pullen einige Temperaturen in der erstaunlichen Höhe von 21.4° bis 21.7° aus Tiefen von 500 bis 1240 m gemeldet, und später auch Makaroff im April 1889 an drei Stationen

[1]) Die Fauna der Kieler Bucht. Leipzig 1865. Einleitung S. V f. Die Beobachtungen wurden mit trägen Thermometern in 5 und 16 Faden (hamburgischen) ausgeführt.

[2]) A. a. O. S. 648.

Temperaturen gemessen hatte[1]). Das Rote Meer gehört zu den typischen Mittelmeeren, die in ihren Tiefenmulden homotherme Wassermassen bergen, und zwar besitzt es unter allen die höchste Temperatur: nach Jos. Luksch sind überall in Tiefen von mehr als 700 m bis zum Boden in 2200 m ständig 21.5° zu finden. Da diese Tiefenschichten von besonders hohem Salzgehalt sind (S. 357), müssen wir annehmen, daß dieses Wasser seinen Ursprung und seine gelegentliche Ergänzung an der Oberfläche in einer Gegend findet, wo in der kalten Jahreszeit (im März und April) sich eine Temperatur von 21.5° mit einem durch die Verdunstung auf 40.5 bis 40.7 Promille konzentrierten Salzgehalt zusammen ausbilden kann, was wesentlich nur in der Nordhälfte des Roten Meeres wahrscheinlich sein wird. An eine Zufuhr niedriger Temperaturen aus dem Indischen Ozean ist nicht zu denken, da die Zugangstiefen der Straße von Bab-el-Mandeb zu gering sind (S. 136) und die Gewässer des Golfs von Aden viel zu wenig Salzgehalt besitzen, ja sogar umgekehrt in der Tiefe ein warmer und salziger Unterstrom aus dem Roten Meer hinaus strömt (S. 342). Die homotherme und homohaline Unterschicht ist also ein eigenes Erzeugnis des Roten Meeres. — Wie bei der Darstellung des Salzgehaltes bereits zu bemerken war, fehlen uns noch Beobachtungen der Temperaturen aus den Sommermonaten; unsere Kenntnisse beschränken sich bisher nur auf die Zeit von Oktober bis April. Die in sich homogenen Temperaturreihen der österreichischen Expeditionen gestatten uns einen Überblick über die Zustände im Spätherbst. Wie die nachstehende Tabelle ergibt, die dieselben Stationen enthält, wie sie für die Darstellung des Salzgehaltes (S. 357) benutzt wurden und zu denen hier nur noch eine südlichste nahe bei Perim hinzugefügt ist, nehmen die Temperaturen im allgemeinen von Norden nach Süden hin zu, aber so, daß ein Maximum in etwa 18° N. B. erreicht wird, also in der Gegend zwischen der Farsanbank im Norden und

Temperaturen in der Längenachse des Roten Meeres.

Station:	18	33	85	314	321	339
Datum:	26. 10. 95	1. 11. 95	6. 12. 95	26. 10. 97	29. 10. 97	2. 12. 97
N. B.	27° 24.5′	23° 21′	22° 4′	18° 3′	15° 51.5′	12° 41.3′
O. L.	34° 2′	37° 37′	38° 0′	40° 14.7′	41° 43′	43° 15.9′
0	27.3°	28.6°	28.1°	30.5°	29.3°	26.2°
10	27.1	28.2	28.3	30.4	29.4	26.8
20	27.0	28.1	28.3	30.2	29.2	26.6
30	26.9	28.0	28.2	(30.0)	(28.9)	(26.5)
40	26.8	(27.9)	28.2	29.7	28.6	26.3
50	(26.6)	27.8	(28.0)	(29.3)	(28.0)	(26.2)
70	(26.3)	(27.2)	27.6	27.3	26.2	26.0
100	25.4	25.6	26.1	25.4	24.3	25.1
Boden	21.6	21.5	21.5	21.5	21.5	23.4
in m	547	791	2160	1308	1120	180

[1]) Jos. Luksch in Denkschr. k. k. Akad. d. Wiss. Bd. 65, Wien 1898 und Bd. 69, Wien 1900. Pullen bei Prestwich a. a. O. S. 670. Makaroff, Le Vitiaz etc. II, p. 138.

dem Dahlakarchipel im Süden, und daß dann wieder eine ziemlich rasche Abnahme in der Richtung auf die Straße Bab-el-Mandeb hin erfolgt. Diese Anordnung herrscht von der Oberfläche bis in 50 m Tiefe ausnahmslos, in 70 und 100 m ist das Maximum vielleicht etwas nach Norden verschoben. Wir müssen dabei beachten, daß im Winterhalbjahr der Nordostmonsun den Oberflächenstrom in die Straße von Perim hineindrängt und dieser dann an der arabischen Küste nordwärts fließt und dabei an der afrikanischen einen Gegenstrom nach Süden hervorruft. Es wird dadurch das warme Oberflächenwasser im allgemeinen aus dem Südteil nordwärts verschoben. Im Sommerhalbjahr dürfte die Lage des Maximums wohl südlicher sein; doch wissen wir nichts darüber. Die Beobachtungen der österreichischen Expedition lassen erkennen, daß im Winterhalbjahr der Strom an der arabischen Seite wärmer ist, als der entgegengesetzte an der nubischen, wie nicht anders zu erwarten. Ich stelle auch hier wieder die Stationen 73 und 76 (am 30. November und 1. Dezember 1895 beobachtet) einander gegenüber.

N. B.	O. L.	0	10	20	30	40	70	100 m
22° 59′	36° 28′	26.4°	26.3°	26.2°	26.1°	26.1°	26.0°	25.4°
23° 12′	38° 19′	27.9	27.8	27.6	27.5	27.4	26.7	25.6

An der allgemeinen Zunahme der Temperaturen von Norden nach Süden hin im Winterhalbjahr nehmen auch die beiden nördlichsten Teile des Roten Meeres, die Golfe von Suez und Akaba teil; beide werden dann der Länge nach, der eine von NW-, der andere von NO-Winden bestrichen. Im Anfang März 1896 war im Nordteil des Suezgolfs die Temperatur in 20 m = 16.8°, im Südteil = 20.6°; im April bei Akaba 21.2°, bei Ras Fartak 22.0°. Der Golf von Akaba ist gegen das Tiefenbecken des eigentlichen Roten Meeres durch eine geringe Zugangstiefe von 150 m abgesperrt; daher bildet er seine eigene homothermische Schicht in den Tiefen aus, die bei 500 m beginnt und mit 21.2° bis zum Boden hin anhält. Die Temperaturschichtung an der tiefsten Stelle (28° 39.2′ N. B., 34° 42.8′ O. L.) fand Luksch am 7. April 1896 sehr bemerkenswert: schon die obersten

Tiefen . . .	0	10	20	30	40	70	100	500	1287 m
Temp. °C. . .	21.8	21.9	21.8	21.8	21.8	21.7	21.5	21.2	21.2

40 m waren ungefähr homotherm, und ähnlich verhielten sich auch die Nachbarstationen. —

Über die Temperaturschichtung im Persischen Golf sind wir zur Zeit noch nicht unterrichtet.

Für die Randmeere der ostasiatischen Reihe haben wir Makaroff neben eigenen Beobachtungen auch eine Zusammenstellung der älteren zu verdanken[1]).

---

[1]) Makaroff, Le Vitiaz II, 479 f.

Im Beringmeer ergeben die Beobachtungen der Vega auf ihrem Heimwege vom Anfang August 1879 ein Bild von der Temperaturschichtung entlang der asiatischen Küste. Es handelt sich hier um dichotherme Zustände, die um so ausgeprägter sind, je näher der genannten Küste die Stationen liegen, indem das kalte Winterwasser nur ganz oberflächlich von der Sommersonne erwärmt wird, so daß dann, bei 6° bis 8° an der Oberfläche, schon in 25 m unter 0°, in 50 m stellenweise — 1.2°, oder doch — 0.8° zu finden sind, während dann wieder in 100 m + 0.9° bis + 1.5° auftreten. Diese Dichothermie herrscht dann auch, wie bereits (S. 440) bemerkt, am westlichen Ausgange der Beringsee bei den Kommandeurinseln. Aus dem westlichen Tiefenbecken fehlen Beobachtungen, und erst nördlich von der Inselreihe der Aleuten treffen wir auf eine größere Anzahl von Stationen der Tuscarora vom Ende Juli 1874. Bildet man aus den 18 parallel mit diesen Inseln östlich von 180° L. sich hinziehenden Stationen für die verschiedenen Tiefenstufen Mittelwerte und stellt sie graphisch dar, so ergeben sie folgende durchaus ozeanische Temperaturschichtung für diesen südwestlichen Teil des Beringschen Randmeeres, woraus hervor-

0	25	50	75	100	200	300	500	1000	1500	2000	3000 m
8.4°	6.5°	5.2°	4.6°	4.2°	3.6°	3.4°	3.0°	2.5°	2.0°	1.6°	1.2°

geht, daß hier westlich von den Aleuten hindurch ein lebhafter Austausch mit den benachbarten nordpazifischen Gewässern stattfinden muß. Die Stromkarten nehmen auch zwischen den Inseln eine Einströmung nach Norden hin an. Für den östlichen Teil des Tiefenbeckens haben nach A. Lindenkohl[1]) die Messungen des V. S. Fischereidampfers Albatroß ergeben, daß auch hier noch eine Dichothermie besteht. Bei einer Temperatur von 7.8° an der Oberfläche und 5.4° in 45 m stellt sich ein Minimum in 146 m mit 2.8° ein, worauf ein zweites Maximum in 410 m mit 3.5° folgt, in den größeren Tiefen aber die Temperatur wieder stetig abnimmt, so daß in 1830 m 1.7° und in 3654 m 1.6° gefunden sind. Wenn Lindenkohl daraus schließen will, daß die Wirkung der Winterkälte bis 410 m hinabreiche, so ist das ein Mißverständnis; wir werden diese untere Grenze höchstens in der Minimalschicht von 2.8°, also 146 m, suchen dürfen.

Das Ochotskische Meer gehört zu den Meeresteilen, in denen eine der frühesten Reihentemperaturen ausgeführt ist. Im August 1805 fand Horner auf der Nadeschda in 53° N. B., 152° O. L., also in der Mitte dieses Randmeeres etwas näher nach der Kamtschatkaseite hin, folgende Temperaturen.

Tiefe	0	25	29	33	37	55	110	200	210 m
Temperatur	8.0°	7.0°	2.5°	— 0.2°	— 1.5°	— 2.1°	— 2.1°	— 2.1°	— 2.1°

Da Horners Indexthermometer nicht imstande waren, eine warme Schicht unter einer kälteren aufzuzeichnen, erscheinen die größeren Tiefen unter 55 m sämtlich mit dieser Minimaltemperatur, die übrigens wohl um 0.5° bis 0.8° zu niedrig geraten ist. Makaroff hat an mehr als 20 Stationen im Sommer und Herbst 1888 beobachtet, aber diese verteilen sich so ungünstig, daß die Mitte, der Osten und Nordosten leer ausgehen, während der Westen

[1]) Mitt. 1897, S. 274.

und Nordwesten bevorzugt sind. Für dieses Gebiet, also westlich von 145° O. L., ergab sich eine typisch dichotherme Schichtung, mit Anzeichen für ein Auskeilen der kalten Schicht nach der Mitte des Beckens hin. Nahe an Sachalin sind noch in 50° N. B. Temperaturen unter 0° zwischen 50 m und 250 m Tiefe gefunden. In der Schantarbucht ist, entsprechend den 200 m nicht überschreitenden Tiefen, alles Wasser abwärts von 25 m sehr kalt, doch immer noch schwach dichotherm mit einer Minimaltemperatur (in etwa 50 m) von — 1.6°, gegen — 1.0° am Boden an der tiefsten Stelle in 200 m. In der am freiesten gelegenen Station in 50° 7′ N. B., 149° 40′ O. L. (Stat. 116) ergab sich folgende, von Horners Messung sehr stark abweichende Schichtung:

Tiefe	0	25	50	100	200	400	600	800 m
Temperatur	9.4°	5.1°	1.9°	1.8°	2.0°	2.0°	2.4°	2.4°

Makaroff ist danach der Meinung, daß auch die größeren Tiefen homotherm mit 2.4° sein dürften und ist geneigt, die Herkunft dieses Wassers (von 34.2 Promille) von der Lapérousestraße, also vom Japanischen Randmeer her zu suchen. Die Gewässer zwischen den Kurilen sind nach Temperatur und Salzgehalt so abweichend, daß man Makaroffs Hypothese in der Tat ernstlich erwägen muß. Nach den von ihm gesammelten zahlreichen Beobachtungen russischer Fahrzeuge scheinen in allen Jahreszeiten die Straßen zwischen den Kurilen eine erheblich niedrigere Temperatur aufzuweisen, als sowohl das benachbarte pazifische, wie das ochotskische Gebiet darbieten: im August ist der Unterschied der Oberflächentemperatur meistens 3°, oft mehr, und in einzelnen Fällen ist ein Absinken von 11° auf 3.7° verzeichnet, was dann von ständigen dichten Nebeln begleitet ist, die die Straßen zeitweilig unpassierbar machen. In der sogenannten Vierten Straße zwischen Onekotan und Paramuschir beobachtete Makaroff selbst am 5. August 1888 eine anotherme Schichtung:

Tiefe (m)	0	25	50	100	200	300
Temperatur (C°) . .	5.6°	3.1°	2.2°	2.0°	1.8°	1.8°
Salzgehalt (Prom.)	32.8	32.9	33.0	33.3	33.3	33.4

Es war dabei in der obersten Schicht nicht nur die Temperatur erniedrigt, sondern auch der Salzgehalt erhöht, da er außerhalb der Straße im pazifischen, wie im ochotskischen Gebiet 30.70 Promille betrug. Makaroff erblickt deshalb hierin Beweise für eine mechanische Durchmischung der oberen mit den tieferen Schichten des Wassers durch den starken, häufig 4 Knoten übersteigenden Gezeitenstrom. Durch diesen „aufgepflügt“ fand Makaroff auch kaltes Tiefenwasser an der Oberfläche beim Kap Aniwa und beim Kap Crillion an der Nordseite der Lapérousestraße. —

Für das Japanische Randmeer liefern ebenfalls die zahlreichen Beobachtungen Makaroffs die wesentliche Grundlage für unsere derzeitige Kenntnis, soweit die oberen Schichten bis 400 m Tiefe in Betracht kommen. Hier gibt das herrschende Stromsystem den Ausschlag.

An der japanischen Seite geht eine warme Strömung von ursprünglich tropisch warmem Wasser nach Norden, wobei sie in der Tsugaru- und Lapérousestraße Zweige nach rechts hin abgibt; an der festländischen Seite aber geht ein entgegengesetzter kälterer Strom nach Süden. Wie sich im Winter die Nordwesthälfte des Randmeeres mit Eis bedeckt, so werden auch durch die von den Nordwestwinden herbeigeführte sehr niedrige Lufttemperatur die nicht gefrierenden Oberflächenschichten sehr stark abgekühlt, sinken hinunter und erfüllen das ganze die Mitte des Randmeeres einnehmende Tiefenbecken mit der niedrigen Temperatur von 0.3° bis 0.7°. Nachstehende vier Schnitte mit je zwei Stationen Makaroffs verdeutlichen diese Gegensätze. Das erste Paar bezieht sich auf den Nordausgang der Koreastraße vom Ende Mai 1888:

Nr.	N. B.	O. L.	0	25	50	75	100	150	200
78	35° 54′	129° 42′	15.8°	14.3°	12.8°	8.2°	3.9°	2.0°	—
82	36° 22′	132° 48′	15.8	—	15.2	—	14.0	10.7	1.9°

Hier ist der Unterschied in 100 und 150 m Tiefe sehr groß; das warme Wasser reicht aber nicht wesentlich über 150 m Tiefe hinab. — Der zweite Schnitt ist in meridionaler Richtung in der Länge von Wladiwostok ebenfalls Ende Mai 1888 gezogen. An der japanischen Seite reicht das warme Wasser nicht ganz bis 100 m.

Nr.	N. B.	O. L.	0	12.5	25	50	100	200	400	800
86	42° 1′	132° 25′	9.1°	6.0°	2.9°	1.7°	0.8°	0.6°	0.4°	—
84	38° 15′	133° 3′	14.5	—	11.6	9.5	5.0	1.7	0.7	0 7°

Der dritte Schnitt ist von Wladiwostok ostwärts zur Tsugarustraße hin genommen; er bezieht sich aber auf Ende Oktober 1888.

Nr.	N. B.	O. L.	0	25	50	75	100	200	400
166	42° 30′	132° 57′	7.4°	5.0°	2.0°	—	1.9°	1.1°	0.6°
169	41° 21′	139° 20′	14.9	15.1	14.9	14.6°	5.9	1.9	0.3

Daß auch nördlich von der Lapérousestraße derselbe Gegensatz weiter besteht, erweist der vierte Schnitt, dessen Stationen Mitte August 1888 gemessen sind. Das warme Wasser reicht im August nicht oder noch nicht weit in die Tiefe, wie ein Vergleich der Temperaturen in 75 m mit dem vorigen Schnitt ergibt. Das Japanische Randmeer würde eine sehr viel eingehendere Durchforschung nach modernen Methoden verdienen, als ihm bisher zu teil geworden; kennen wir doch leider nicht einmal eine

Nr.	N. B.	O. L.	0	10	25	50	75	100	200	300
134	46° 55′	139° 0′	16.5°	13.1°	5.6°	3.3°	—	2.6°	—	—
125	46° 57′	141° 35′	17.0	—	10.5	6.9	6.1°	5.9	3.2°	1.9°

Bodentemperatur, so daß die meist angenommene Homothermie der Tiefengewässer in mehr als 400 m Tiefe zwar sehr wahrscheinlich, aber keineswegs zweifelsfrei festgestellt ist.

Im Ostchinesischen Randmeer weist der seichtere Teil nach Makaroffs hier leider sehr spärlichen Beobachtungen südlich von Korea eine im Winter katotherme Schichtung auf, indem sich u. a. am 24. Dezember 1888 südlich von Quelpart an der Oberfläche 16.4°, mit gleichmäßiger Zunahme zum Boden mit 16.8° vorfand. Dagegen hatte Makaroff ein Jahr vorher (7. Dez. 1887) in der Vandiemenstraße (südlich von Kiushiu) die für den Kuro Schio normale anotherme Schichtung beobachtet mit 19.7° an der Oberfläche und 17.6° am Boden in 92 m Tiefe. Südwestlich von Kiushiu (am 18. Januar 1888 in 31° 44′ N. B., 128° 36′ O. L. bei 567 m Tiefe) fand er ebenfalls gut durchwärmtes Wasser:

Tiefe	0	25	50	100	200	300	400 m
Temperatur	18.3°	17.9°	17.9°	17.2°	13.7°	10.0°	8.7°

Regeres Interesse wandte er der Formosastraße zu, deren an der Oberfläche scharf ausgeprägten Gegensatz zwischen einer kalten Strömung an der festländischen und einer warmen an der formosaner Seite er auch in die Tiefen verfolgte. Der kalte nach Süden setzende Strom hatte Ende März eine katotherme Schichtung (Oberfläche 15.8°, Boden in 50 m 16.0°), der warme Nordstrom eine anotherme (Oberfläche 21.6° mit 20.5° in 50 m). Auch das Ostchinesische Meer würde eine genauere ozeanographische Untersuchung lohnen, besonders wenn sie sich auf die vier Jahreszeiten erstreckte und räumlich auch auf das tiefe schmale Einbruchsbecken innerhalb der Liukiuinseln ausgedehnt würde, wo sich vermutlich eine homothermische Schicht (aber mit weniger als 8.7°) einlagert.

Das Andamanische Randmeer ist in seiner Temperaturschichtung dem benachbarten Bengalischen Golf sehr ähnlich, von diesem aber dadurch verschieden, daß seine Zugangstiefen zum Indischen Ozean hin nirgends 1450 m übersteigen. Da seine größten Tiefen aber mehr als 3000 m betragen, besitzt es eine diesem Schwellenniveau entsprechend temperierte homotherme Schicht von wahrscheinlich 4.75°, wie aus den zahlreichen Messungen des indischen Forschungsdampfers Investigator hervorgeht. G. Schott hat zuerst auf diese Homothermie die Aufmerksamkeit gelenkt[1]), aber nach zwei älteren Messungen die Temperatur auf 5.2°, die Schwellentiefe auf 1500 m angegeben.

[1]) Im Valdiviawerk I, S. 176. Die Messungen des Investigator, von denen 21 in Tiefen von 1454 bis 3113 m ausgeführt sind, stehen in List of oceanic Depths etc. 1889, 1890, 1897, 1898, 1902, 1903. Die älteren gehen meist über 5° bis 5.28°, die neueren sehr zahlreichen (seit 1902) nie über 5.00°.

Die Nordsee ist uns nach ihren Temperaturverhältnissen um so genauer bekannt, denn ihre Untersuchung bildet eine wesentliche Aufgabe der modernen, international organisierten Meeresforschung. Während die älteren Untersuchungen[1]) sich nur auf die sommerlichen Zustände (Mai bis August) erstreckten oder in den übrigen Jahreszeiten sich auf die Küstengewässer beschränkten, haben wir jetzt bereits für die vier Terminmonate einen brauchbaren Einblick in die Zustände und Veränderungen auch der tieferen Schichten im ganzen Bereiche der Nordsee.

Im Februar[2]) sind die seichteren Teile der Nordsee entlang den Süd- und Ostküsten, überhaupt südlich von der Doggerbank, entsprechend der starken Wellenbewegung und Gezeitenströmung meist homotherm, wobei sich im südwestlichen Teil die Temperaturen bei 5° oder 6° halten, nach Osten und Nordosten hin aber erniedrigen auf 4° oder 3° (auf der Jütlandbank). Nach einer Reihe ruhiger Tage stellt sich eine schwach katotherme Schichtung ein, namentlich wo eine solche durch Zuführung von leichtem Landwasser begünstigt wird[3]) und dieses dann die Oberfläche auch bei niedrigerer Temperatur behaupten kann. So war unter anderem auf der deutschen Station 15 (westwärts von Sylt, in 55° 2′ N. B., 7° 30′ O. L.) die Schichtung am 24. Februar 1906 wie folgt:

Tiefe (m):	0	5	10	15	24
Temperatur (C°) . . .	2.89	2.88	3.12	3.16	3.20
Salzgehalt (Prom.) . .	32.50	32.51	32.59	32.72	32.81

Im südwestlichen Teil, in den Hoofden, pflegt nicht selten wärmeres Wasser aus dem Ärmelkanal nach Nordosten herüber zu triften und dann eine Deckschicht zu bilden, die sich auf die sonst homotherme Masse auflagert. Das war unter anderem Anfang Februar 1905 der Fall, wo sich auf der belgischen Station 4 (51° 43′ N. B., 2° 18′ O. L.) folgende Anordnung vorfand:

Tiefe (m) . . .	0	5	10	15	20	25	30	35
Temperatur . .	7.00°	5.41°	5.41°	5.41°	5.41°	5.40°	5.40°	5.40°

Das Wasser war dabei vom gleichen Salzgehalt in allen Schichten.

Auch in den tieferen Gebieten nördlich von der Doggerbank kann ein ähnlicher Gegensatz zwischen einer seichten Deckschicht und einer tiefen homothermen Masse auftreten. So war es auf der Kleinen Fischerbank (deutsche Station 13, 56° 45′ N. B., 6° 6′ O. L.) zweimal:

---

[1]) Jahresber. der Kieler Komm. zur Unters. d. deutschen Meere für 1872/73 (Pommeraniaexped. 1872); Ergebnisse der Untersuchungsfahrten S. M. Knbt. Drache in den Sommern 1881, 1882 und 1884. Berlin 1886.

[2]) Das Folgende ist aus den Bulletins des Résultats acquis pendant les courses périodiques, publiés par le Bureau du Conseil permanent international pour l'exploration de la mer, Kopenhagen seit 1902, zusammengestellt.

[3]) So auf den holländischen Feuerschiffen Noord Hinder-, Schouwen- und Terschellingbank. Vergl. De Stroomen op de Nederlandsche Kust, Utrecht 1890 (Auszug Petermanns Mitt. 1891, Lit. Ber. Nr. 1900).

Tiefen (m)	0	5	15	30	40	50
Temp. 21. Febr. 1905 .	5.69°	5.79°	5.79°	5.79°	—	5.79°
„ 22. „ 1906 .	4.49	4.40	—	4.40	4.41	4.41

Ähnlich verhielt sich auch die Große Fischerbank, während deren Abfall nach Westen hin bald ano- bald katotherm sein kann. Auf der deutschen Station 4 (56° 41′ N. B., 2° 15′ O. L.) fand sich bei voller Homohalinität:

Tiefen (m)	0	5	20	30	50	75	83
Temp. 14. Febr. 1905 .	6.29°	6.15°	6.16°	—	6.14°	6.08°	6.05°
„ 15. „ 1906 .	6.24	6.26	—	6.26°	6.26	—	6.28°

Wie die zweite Reihe erkennen läßt, entsteht diese Temperatur durch winterliche Strahlung und Konvektion an Ort und Stelle; sie hält sich dann das ganze Jahr hindurch am Boden. Die eigentliche Nordseebank nördlich von 57° N. B. bis zu ihrem Abfall gegen das Nordmeer hin ist im Februar in der Regel, wie es scheint, katotherm. Typisch ist hierfür das Verhalten der schottischen Station 25 (in 58° 11′ N. B., 0° 32′ W. L.), wie es am 18. Februar 1904 mit folgender Schichtung beobachtet wurde:

Tiefen (m)	0	10	20	40	60	80	110
Temperatur (C°) . .	6.63	6.64	6.67	6.69	6.72	6.76	6.77
Salzgehalt (Prom.)	35.10	35.10	35.12	35.12	35.12	35.12	35.14

Daß auch noch nördlicher in größerer Wassertiefe unter Umständen volle Homothermie verbunden mit Homohalinität auftreten kann, ist bereits früher für die schottische Station 2 im Februar 1905 gezeigt worden (S. 349). Auch auf der oben erwähnten Station (25) war im Februar 1905 die Schichtung insofern etwas abweichend, als damals einer Oberschicht von 6.55° eine homotherme Masse zwischen 10 und 130 m mit 6.7° gegenüberstand; ähnlich im Februar 1906, wo die Deckschicht 6.65°, die Tiefe in 50 m 7.03°, in 100 m 7.04° hatte.

Die tiefe norwegische Rinne und ihr östlicher tiefster Ausläufer, das Skagerrak, bieten kompliziertere Anordnungen dar[1]), indem der ausfließende baltische Strom mit seinem leichten, aber im Winter kalten Wasser an der bohuslänschen und ganzen norwegischen Küste die Oberschicht beherrscht, während in der Tiefe eine Gegenströmung von der Nordseebank her die intermediären Schichten bildet, und die mehr als 350 m tiefen Einsenkungen des

[1]) Ältere Arbeiten für den östlichen Teil: O. Pettersson und G. Ekman, Grunddragen af Skageracks och Kattegats Hydrografi (Kgl. Svenska Vetensk. Akad. Handl. Stockholm 1891, Bd. 24, Nr. 11). De hydrografiska Förändringarne inom Nordsjöns och Östersjöns Omrade under tiden 1893—1897 (Kgl. Svenska Vet. Akad. Handl. Stockholm 1897, Bd. 29, Nr. 5). Auszug in Scott. Geogr. Magaz. 1898, Bd. 14, p. 416 und 465. — Ferner Johan Hjort, Hydrografisk biologiske Studier over Norske Fiskerier. Christiania 1895.

östlichen Teils von nur schubweise aus einer westlichen Richtung her ergänztem Wasser erfüllt werden, das zwar selbst nicht stromlos, aber doch längere Zeit außer Berührung mit der Atmosphäre geblieben ist, wie sich aus dem Verhalten der absorbierten Luft schließen läßt (s. S. 302). Im allgemeinen wird so die Anordnung im Februar mesotherm (und katohalin), nur im seichteren Wasser vor der bohuslänschen Küste ist die Tiefenschicht wärmer als die obere: die hier gelegene schwedische Station 15 (58° 15.8′ N. B., 11° 26.8′ O. L.) hatte so unter anderem im Februar 1903 an der Oberfläche 2.95°, am Boden in 53 m 4.98°. Die nahe an der tiefsten Stelle des Skagerrak gelegenen schwedischen Stationen 7 und 8 wiesen in den 4 Jahren von 1903 bis 1906 eine typisch mesotherme Schichtung auf, wobei die wärmste Schicht nur 1906 schon in 50 m, sonst in 100 bis 125 m angeordnet war. Ich gebe die Temperaturen für Station 8 (58° 10′ N. B., 9° 18′ O. L.) für den 16. Februar 1905 und 13. März 1906 (in einer die wesentlichen Punkte treffenden Auswahl):

Tiefen (m)	0	20	50	60	100	125	200	400	500	650
Temp. 1905	5.10°	5.16°	5.19°	5.26°	**7.35°**	7.34°	6.60°	5.66°	5.54°	5.39°
„ 1906	3.50	5.72	**7.60**	7.51	7.04	6.84	6.33	5.95	5.82	5.70

Die Randgebiete des Skagerrak an der jütischen und norwegischen Seite erscheinen dabei tiefer hinab ausgekühlt, als seine Mitte, indem die Wirkung sowohl der Erdrotation auf den Oberflächenstrom, wie auch der Windstau und die Wellentätigkeit einer besseren Durchmischung dieser oberen Schichten günstiger zu sein scheinen, abgesehen davon, daß die Mitte an sich häufig das Zentrum eines zyklonalen Stromwirbels bildet. So kamen im März 1906 auf der Linie Arendal—Skagen folgende für den Winterzustand typische Anordnungen zu stande, wobei die mitten im tiefen Wasser gelegene Station (7)

Stat.	N. B.	O. L.	0	10	50	100	150	200
13	58° 36′	9° 20′	1.90°	3.04°	3.75°	4.20°	4.35°	4.41°
7	58° 26′	9° 44′	3.20	3.33	6.20	6.77	6.45	6.49
2	57° 53′	10° 42′	2.90	3.04	4.51	4.61	—	—

durchweg die höheren Temperaturen darbietet. Auch weiter im Westen herrscht Mesothermie, wie die deutschen Beobachtungen ergeben, obwohl bisweilen eine doppelte, wie am 21. Februar 1906 auf Station 9 (in 57° 52′ N. B., 7° 20′ O. L.), beobachtet wurde:

Tiefe (m)	0	50	100	200	300	440
Temperatur (C°) . .	2.79	4.12	6.38	6.13	6.49	6.35
Salzgehalt (Prom.)	32.05	33.73	34.69	34.96	35.05	35.23

Noch weiter nördlich hatte Dr. Hjort am 25. Februar 1895 westlich von Udsire folgende Schichtung gefunden, die durch den niedrigen Salzgehalt auch der tieferen Schichten besonders bemerkenswert war:

Tiefe (m)	0	10	20	40	60	100	150	260
Temperatur (C⁰) . .	3.0	3.5	4.0	4.8	5.5	6.2	7 4	6.8
Salzgehalt (Prom.)	33.0	33.5	33.5	34.0	34.0	34.3	34.8	34.8

Auch am nördlichen Ausgang der Rinne zum Nordmeerbecken ist die Schichtung mesotherm: am 22. März 1906 fanden die Norweger in 61° 45′ N. B., 2° 42′ O. L. an der Oberfläche 4.6°, in 150 m 7.0°, in 370 m 6.6°.

Im Mai wird die Sonnenwirkung im südlichen und östlichen Seichtwassergebiet schon merklich und daher die Oberfläche überall etwas wärmer, als die Tiefe. Westlich von Sylt war der Unterschied im Mai 1903 größer als sonst (Oberfläche 7.3°, Boden 6.4°), und nach ruhigen Tagen entwickelt sich auch südlich von der Doggerbank schon etwas der sommerlichen Schichtung Ähnliches. So war am Mai 1906 auf der deutschen Station 1 (54° 41′ N. B., 6° 12′ O. L., 70 Seemeilen nordwestlich von Helgoland) die Temperaturanordnung

Tiefe (m)	0	5	10	15	20	30	40
Temperatur (C⁰) . .	9.38	9.40	9.00	8.47	4.96	4.92	4.92
Salzgehalt (Prom) .	33.51	33.64	33.73	33.73	34 13	34.13	34.18

anotherm mit einer Schichtgrenze in etwa 18 m. Sonst wird durch Wellenwirkung alles mehr ausgeglichen. — Nördlich von der Doggerbank ist das Wasser in der Regel auch schon anotherm. So auf der Kleinen Fischerbank (deutsche Station 13) im Mai 1903 von der Oberfläche bis 20 m 6.6°, von 30 bis 52 m 6.0° in homohalinem Wasser; im Mai 1905 war die Oberfläche fast um 2° wärmer (8.44°), 1906 die Bodenschicht mit 5.30° erheblich kälter (Oberfläche 8.09°), was von der Strenge der vorangegangenen Winter abhängig sein wird. Am Westrande der Großen Fischerbank (deutsche Station 4) ist die sommerliche Schichtung ebenfalls meist schon erkennbar; so 1905, wo von 40 bis 85 m 5.98°, dagegen in 30 m 6.14° und an der Oberfläche 7.44° verzeichnet wurden. Auf der hiervon weiter nach Nordwesten gelegenen, auch schon vorher erwähnten schottischen Station 25, wie östlich von den Shetlandinseln (Station 7) ist ebenfalls schon Anothermie erkennbar, indem die Oberfläche etwas über 8°, die Bodenschicht in 100 und 200 m 6 bis 7° zeigt, wobei die Temperaturen in der Tiefe nach Norden hin höher sein können.

Im Skagerrak und der tiefen Rinne ist bei einer allgemeinen Neigung zum anothermen Typus dennoch eine von Jahr zu Jahr verschiedene Anordnung, bei übrigens geringfügigen Unterschieden der einzelnen Schichten, zu finden. So war an der tiefsten Stelle des Skagerrak (schwedische Station 8) im Mai 1904 folgende Schichtung, die fast als doppelt dichotherm bezeichnet werden

Tiefe (m)	0	10	30	125	200	300	630
Temperatur (C⁰) . .	7.1	5.25	5.00	5.80	5.21	5.68	5.25

könnte. An der bohuslänschen Küste ist in der Regel anotherme Schichtung herrschend, wobei der schon warme baltische Strom die Oberfläche einnimmt: im Mai 1905 hatte er 9.8°, in 10 m aber war die Temperatur nur 5.98°, in 50 m 4.43°. Ein typischer Unterschied zwischen den Randgewässern und der Mitte des Skagerrak, wie er im Februar zu beschreiben war, tritt im Mai nicht

hervor. Im westlichen Teil der Rinne ist ebenfalls die Schichtung sehr kompliziert; ich gebe sie wiederum vom Mai 1904 für die deutsche Station 9 (südlich von Mandal) nach den charakteristischen Punkten der Temperaturkurve.

Tiefe (m)	0	5	10	15	40	200	250	430
Temperatur (C°)	5.79	5.96	5.13	3.96	3.43	3.97	5.31	5.50

In anderen Jahren waren die Tiefen merklich wärmer; so waren im Mai 1903 in 250 m 6.0°. am Boden 5.7°; im Mai 1906 in 200 m 5.64°, dagegen in 15 m 5.83° zu vermerken.

Im August ist das südliche und östliche Randgebiet bei hoher Erwärmung schwach anotherm; so in den Hoofden im August 1905 an der Oberfläche 18.0°, am Boden in 35 m 17.6° in homohalinem Wasser; in der deutschen Bucht kann, wie früher schon bemerkt, nach stürmischem Wetter auch alles homotherm sein, wie 1903 auf der Station 1 nordwestlich von Helgoland mit 14.9°, oder 1905 mit 16.7°. Doch tritt auch südöstlich von der Doggerbank eine oft stark ausgeprägte Schichtung hervor, wie auf der deutschen Station 2 (in 55° 22′ N. B., 4° 18′ O. L.), wo am 12. August 1905 eine scharfe Grenze bei 25 m beobachtet wurde:

Tiefe (m)	0	5	15	20	25	30	43
Temperatur (C°)	15.74	15.71	15.69	15.67	11.38	8.26	8.25

Im August 1902 lag diese Schichtgrenze etwas tiefer als 30 m. Nördlich von der Doggerbank ist diese Scheidung überall gut ausgeprägt und bereits aus den Messungen der Pommerania (1872) bekannt. Ich gebe für das Jahr 1903 die Temperaturen für die 3 Stationen der Kleinen Fischerbank (D 13), die Westseite der Großen Fischerbank (D 4) und östlich von Schottland (Sc. 25) in folgender Übersicht.

Tiefen	0	10	20	30	40	50	60	80	100 m
Temp. D 13 . .	14.45°	14.28°	13.57°	10.82°	10.20°	9.99°	—	—	—
„ D 4 . .	12.15	12.26	12 24	12.24	6.52	6.40	6.40°	6.40°	—
„ Sc 25 . .	12.25	—	12.13	—	10.C9	—	8.73	8.33	8.31°

In anderen Jahren ist auch auf der Kleinen Fischerbank der Gegensatz ungleich besser ausgeprägt; so 1905, wo von der Oberfläche bis 20 m 15.9°, in 30 m 15.23°, in 40 und 50 m aber nur 8.5° zu finden waren. Östlich von den Shetlandinseln herrscht der gleiche, wenn auch gemilderte Typus; was für die schottische Station 7 in 61° 9′ N., 2° 0′ O. (am 12. August 1903 und 7. September 1905) in 2 Fällen hier noch belegt sein mag.

Tiefen	0	10	20	30	40	60	80	100	150 m
Temp. 1903 . . .	12.98°	12.88°	11.66°	10.06°	9.69°	8.77°	8.46°	8.08°	7.62°
„ 1905 . . .	12.55	12.61	12.51	12.45	10.76	9.11	8.86	8.64	6.72

Im Skagerrak ist ebenfalls die Anordnung im großen und ganzen anotherm, doch in den tieferen Schichten nicht ganz regelmäßig. Es pflegt der warme baltische Strom selten tiefer als 10 m hinabzureichen und darunter Wasser von ähnlicher Temperatur wie im Mai zu lagern. Ich gebe eine gute Reihe vom

3. August 1905 für die schwedische Station 8 (58° 10′ N. B., 9° 18′ O. L.), nur mit den charakteristischen Punkten:

Tiefen (m)	0	5	6	7	8	9	30	100	500	670
Temperatur (C⁰). .	15.39	15.40	15.19	12.83	8.24	6.40	5.26	6.09	5.43	5.59
Salzgehalt (Prom.)	30.25	30.30	30.52	31.60	33.87	34.18	34.58	35.01	35.12	35.14

Im August besteht wieder ein ausgeprägter Unterschied zwischen den Randgebieten und der Mitte des Skagerrak, nur ist jetzt die Mitte kälter, als die Ränder. Ich gebe auf dem Schnitt Arendal—Skagen vom Anfang August 1905 die Temperaturen für dieselben 3 schwedischen Stationen, wie im Februar:

Tiefen	0	10	50	100	150	200 m
Station 13	16.08°	15.80°	10.21°	6.86°	6.71°	6.72°
„ 7	15.28	7.92	5.78	6.13	5.98	5.87
„ 2	16.28	16.19	9.73	7.02	6.84	—

Weiter westlich ist die Schichtung in der tiefen Rinne ganz der im Skagerrak ähnlich, wie schon aus den Untersuchungen H. Mohns im Juni 1877 und des Kanonenboots Drache Ende Juni und Anfang Juli 1882 hervorging und durch die modernen deutschen Terminfahrten bestätigt wurde. Überall findet sich eine salzarme, aber warme Oberflächenschicht, deren Temperatur stets 12°, nicht selten auch 15° übersteigt und 15 bis 30 m mächtig ist, je nach der Ergiebigkeit des baltischen Stroms und je nachdem er durch auflandige Winde gegen die Küste gedrängt oder durch ablandige seewärts ausgebreitet wird. Nach der Tiefe nimmt dann die Temperatur erst rasch ab, so daß sie bei 100 m zwischen 6° und 7°, bei 200 m um 6°, bei 300 m meist, aber nicht immer etwas unter 6° ist. Die folgenden ersten beiden Reihen, vom 18. August 1906 und 15. August 1905 auf der deutschen Station 8 (vor Ekersund in 58° 22′ N. B., 5° 31′ O. L.), geben ein gutes Bild für diesen Teil der Rinne und die daselbst von Jahr zu Jahr möglichen Veränderungen; die dritte Reihe der schottischen Station Sc. 8, in 61° 30′ N. B., 3° 3′ O. L., vom 7. September 1905 mag die damaligen Zustände am nördlichsten Ende der Rinne verdeutlichen (die eingeklammerten Werte beziehen sich auf 60 und 80 m).

Stat.	0	10	20	30	40	50	75	100	150	200	250	300
D 8	15.17°	15.16°	11.44°	7.96°	7.26°	6.56°	6.20°	6.13°	6.04°	5.95°	5.80°	5.90°
D 8	15.09	15.11	13 99	11.99	10.54	8.08	7.02	6.51	6.23	6.18	5.85	6.20
Sc 8	12.05	12.07	12.05	11.76	9.63	(9.23)	(9.01)	8.87	8.62	8.43	8.22	7.79

Der nördliche Teil erscheint von 50 m abwärts nicht unerheblich wärmer, was übrigens auch schon aus den Beobachtungen Mohns und des Kanonenboots Drache ebenso hervorgeht; mit der höheren Temperatur geht auch ein hoher Salzgehalt Hand in Hand, und zwar fanden die Schotten ihn zwischen 60 und 200 m = 35.30 Promille und nach unten wieder abnehmend bis zum Boden in 394 m mit 35.19 bei der niedrigen Temperatur von 6.73°. Die stark

salzigen Schichten sind atlantischen Ursprungs, die tiefsten weisen schon auf Nordmeereinwirkung.

Im November tritt durch herbstliche Wärmeabgabe von der Oberfläche wieder eine gewisse allgemeine Ausgleichung ein, so daß der Charakter der Schichtung an den Mai erinnert, nur sind die Temperaturen allgemein höher. Im Süden und in der deutschen Bucht ist das Wasser entweder homotherm oder auch schwach katotherm. So war auf der deutschen Station 2 südöstlich von der Doggerbank im November 1906 die Temperatur an der Oberfläche 11.20°, in 5 m 11.41° und so weiter bis 11.42° in 44 m. Ähnliche Temperaturen herrschten auch westwärts von der holländischen und belgischen Küste im November 1905; auf der Jütlandbank sind sie dabei um 1° bis 1½° niedriger. Im Herbst tritt wieder die bereits für den Februar erwähnte, im Sommer fehlende, zungenförmige Einströmung von relativ warmem Wasser aus dem Britischen Kanal nach Nordosten hin auf, wo sie die ganze Wassersäule mitten in den Hoofden homotherm mit einer gegen die Küstengewässer um 1½ bis 2½° erhöhten Temperatur erfüllt. — Nördlich von der Doggerbank ist in dem Gebiet von weniger als 80 m Tiefe noch die sommerliche Schichtung meist erkennbar, obwohl die obere warme Schicht nur um höchstens 2° bis 2½° höher temperiert ist, als die von 50 oder 60 m abwärts liegende, auch im Sommer kalt gebliebene Unterschicht. Nur im November 1905 war auf der deutschen Station 4 am Westrande der Großen Fischerbank schon die Ausstrahlung so weit vorgeschritten, daß sogar eine schwache Katothermie herrschte. Zum Belege setze ich hier die Beobachtungen vom November 1904, 1905 und 1906 ein.

Tiefen	0	5	30	50	60	80 m
15. Novbr. 1904	9.69°	9.43°	9.43°	9.43°	7.55°	7.02°
18. Novbr. 1905	7.74	7.83	7.85	7.86	—	7.86
14. Novbr. 1906	9.25	9.34	—	9.04	—	6.37

Nach der schottischen Küste und dem über 100 m tiefen Nordteil der Nordseebank hin sind die Temperaturen der Oberschicht etwas höher, als im seichteren mittleren Teil; doch kann sich schon winterlich kato- oder auch mesotherme Schichtung einstellen. So war am 17. November 1905 die schottische Station 25 (58° 11′ N. B., 0° 32′ W. L.) mesotherm mit 9.15° an der Oberfläche, 9.39° in 10 m, 9.36° in 20 und 30 m, 9.09° am Boden in 110 m, dagegen am 18. November 1903 die östlich von den Shetlandinseln gelegene Station 7 schwach katotherm mit 9.04° von der Oberfläche bis 60 m und 9.14° am Boden in 135 m.

Im Skagerrak ist ebenfalls mesotherme Schichtung recht häufig. An der bohuslänschen Küste (schwedische Station 15) war sie 1904 recht ausgeprägt (Oberfläche 7.3°, 20 m 11.15°, 50 m 10.91°). Über der größten Tiefe (Station 7) fand sich am 13. November 1903 folgende charakteristische Schichtung:

Tiefe (m)	0	30	60	700
Temp. (C°)	8.70	10.97	7.47	5.40

Im November 1905 lag die wärmste Schicht auffallend tief, nämlich mit 9.01° in 60 m bei nur 3.97° an der Oberfläche und 5.63° am Boden. Der im Februar und August erwähnte Unterschied der Ränder gegen die Mitte fehlt wieder im November, wie auch im Mai. Derselbe mesotherme Typus herrscht

weiter westlich in der Rinne, und auch hier liegt die Schicht mit der Maximaltemperatur, schwankend der Tiefe nach in den verschiedenen Jahren zwischen 30 und 75 m (auf der deutschen Station 8 vor Ekersund), und auch nach der Höhe der Temperatur zwischen 8.8° im November 1905 und 11.6° im November 1906 und 1903. Es hängt das zusammen mit der mehr oder weniger reichlichen Zuführung des Tiefenwassers von der Nordseebank, insbesondere vom Nordrande der Großen Fischerbank her, in die Rinne hinab, wie das bei Darstellung des Salzgehalts zu erwähnen war (S. 350 und Fig. 47). Weiter nach Norden hin, wo Johan Hjort einige Messungen vor dem Hardangerfjord ausgeführt hat, halten sich die niedrigen Temperaturen der Bodenschicht, wie es scheint, mehr an der östlichen Seite der Rinne, während die westliche wärmer ist. Hjort fand am 24. November 1893:

Stat.	N. B.	O. L.	0	38	56	94	132	188	Boden	in m
26	59° 25′	3° 39.5′	8.1°	8.2°	8.2°	—	8.9°	8.9°	8.7°	216
28	59° 27.7′	4° 55.5′	9.0	9.0	8.9	10.1°	(7.9)	—	6.6°	179

Auch am Nordausgange der Rinne vor dem Sognefjord fand Hjort damals noch die niedrige Temperatur von 6.0° in 358 m, gegen 7.8° in 282 m.

Anhangsweise sei auch noch ein kurzer Blick auf die thermischen Abwandlungen in den gegen das Skagerrak hin sich öffnenden tieferen Fjorde geworfen, von denen der Christiania- und Gullmarfjord am besten bekannt geworden sind.

Der tief eingreifende Christianiafjord[1]) ist im südlichen und mittleren Teil bis Dröbak hin mit seiner mehrfach über 200 m tiefen Furche den Einwirkungen des benachbarten Skagerraks voll ausgesetzt, während der innerste Teil sich etwas selbständiger verhält und namentlich die Landwasserwirkung sich dort in größere Tiefen erstreckt. Da aber die Eingangsschwelle gegen das Skagerrak nicht tiefer als 80 m ist, können auch die tieferen Einmuldungen der Furche nur unregelmäßige, schubweise erfolgende Füllungen mit stärker salzigem und kaltem Wasser empfangen, das sich dann oft längere Zeit fast unverändert erhält. Im Sommer ist das abfließende Landwasser reichlich vorhanden, der Salzgehalt sinkt an der Oberfläche unter 20 Promille, die Temperatur erhebt sich dafür über 20°, aber da wegen des nach der Tiefe hin rasch zunehmenden Salzgehalts jede Konvektion nach unten ausgeschlossen ist, nimmt die Temperatur sehr rasch ab. So fand sich unter anderem bei Hvitsteen (südlich von Dröbak) im Juli 1897:

Tiefen (m)	0	10	20	30	40	50	60	100	200
Temp. (C°) . .	18.0	11.9	10.2	7.25	5.78	5.60	4.91	5.70	5.15
Salzgeh. (Prom.)	21.8	30.2	31.6	31.8	32.7	32.9	34.0	34.8	34.8

Am Eingang des Fjords macht sich die oben erwähnte Randerwärmung des Skagerraks geltend und kann daher die sommerliche Erwärmung in größere Tiefen reichen, so daß dort noch in 60 m 12° beobachtet werden. — Im Herbst wird zwar die Oberfläche langsam abgekühlt, aber dafür ist die sommerliche Durchwärmung nach der Tiefe hin vorgerückt, so daß im südlichen Teil des Fjords schon Ende September die Temperatur in 30 m um 2° höher sein kann,

[1]) J. Hjort und H. H. Gran, in Report on Norwegian Fishery and Marine Investigations, Christiania 1900, vol 1, Nr. 2.

als an der Oberfläche: je weiter landeinwärts, desto geringer ist diese Nachwirkung, und nördlich von Dröbak bleibt alles kühl. Folgende Zusammenstellung nach Hjort und Gran bezieht sich auf Ende September 1897.

	Temperatur		Salzgehalt (Prom.)	
	Oberfl.	30 m	Oberfl.	30 m
Vallö . .	13.5°	15.7°	18.65	32.48
Horten . .	13.8	13.0	20.94	31.67
Dröbak . .	13.5	11.1	20.34	32.43
Dyna . .	13.4	6.3	17.01	31.78

Das warme Wasser bei Vallö ist dem sogenannten Bankwasser (mit 33 bis 34 Promille) des Skagerraks zuzuzählen; es dringt bei fortschreitender Abnahme der dünnen Deckschicht, diese von unten her ersetzend, im Spätherbst tiefer und mächtiger in den Fjord hinein und kann dann im ersten Teil des Fjords in größere Tiefen hinab herrschen, als näher dem Ausgang. So fand sich am 14. Dezember 1896 bei Dröbak:

Tiefen (m)	0	10	20	30	40	50	70	100	150
Temp. (C°) . .	5.4	6.4	8.9	9.2	7.6	6.7	6.2	6.0	5.75
Salzgeh. (Prom.)	31.1	31.4	32.9	34.1	34.2	34.4	34.4	34.6	34.7

Im nördlichsten Becken (bei Steilene) war gleichzeitig in 100 m die Temperatur 7.6° mit einem Salzgehalt von 33.1 Promille, also Bankwasser. In Jahren, wo das Bankwasser im Skagerrak schwach entwickelt und ozeanisches (von 35 Promille) an seine Stelle tritt, gelangt letzteres durch den Tiefenstrom selbst bis nach Dröbak hin, wo es sich in der dortigen Bodenmulde ansammelt. Das war am 20. März 1897 der Fall:

Tiefen (m)	0	10	20	30	50	60	80	120	200
Temp. (C°) . .	0.8	0.3	1.1	1.8	2.2	4.8	6.2	6.5	6.6
Salzgeh. (Prom.)	29.7	30.3	31.7	32.3	32.7	34.7	34.2	35.0	35.04

Im übrigen gestalten die wechselnden Windrichtungen durch Anstau und Auftrieb die Schichtung in allen Jahreszeiten sehr veränderlich.

Unter den an der Ostseite des Skagerraks gelegenen bohuslänschen Fjorden ist der Gullmarfjord (landeinwärts von Lysekil) seit längerer Zeit (1869) genauerer Beobachtung unterworfen; F. L. Ekman der Ältere, A. Stuxberg, vor allem Otto Pettersson und Gustav Ekman haben sich in dieser Hinsicht verdient gemacht[1]), indem sie namentlich die Beziehungen zwischen der Heringsfischerei und den physikalischen Zuständen des Wassers aufzuklären bemüht waren. Es ergab sich auch für diesen Fjord eine starke Abhängigkeit vom benachbarten Skagerrak, gegen das er sich mit einer Zugangstiefe von 45 m öffnet, während eine zentrale Furche in seinem Inneren bis 130 m hinab-

[1]) Kgl. Svenska Vet. Akad. Handl. Stockholm 1870, Bd. 9, Nr. 4; 1891, Bd. 24, Nr. 11; Öfversigt af K. Sv. Vet. Akad. Förhandl. Stockholm 1891, Nr. 1. — Svenska Hydrografisk Biologiska Kommissionens Skrifter (seit 1902).

reicht. Aber die vorhandenen Einwirkungen sind unregelmäßiger Art, und namentlich erwies sich die Einwanderung von Bankwasser über die Zugangsschwelle hinüber wesentlich abhängig von einem Seichterwerden des baltischen Stroms, der sich bei östlichen Winden weit ins Skagerrak hinein oberflächlich ausbreitet, während er bei westlichen Winden gegen die bohusländische Küste drängt und so die ganze Fjordmündung bis zum Boden beherrscht. Infolge dieser vom Wetter beherrschten Verschiebungen ist die Schichtfolge im Fjord auch in denselben Jahreszeiten von Jahr zu Jahr verschieden und erfolgt eine Erneuerung der tiefsten Bodenschichten oft erst nach längeren Pausen; wir haben solche Fälle bei der Untersuchung der im Tiefenwasser gelösten Gase bei früherer Gelegenheit erwähnt (S. 313). Hier seien folgende Beobachtungsreihen, je zwei für den Sommer und für den Winter zusammengestellt.

1. Wasserschichtung im Gullmarfjord am 26. Aug. 1890:

Tiefen (m)	0	10	20	30	40	50	70	100	120
Temp. (C⁰) . .	16.0	15.2	13.9	13.0	12.0	9.5	5.8	5.8	5.8
Salzgeh. (Prom.)	22.3	26.3	31.8	32.2	32.3	33.0	34.6	34.77	34.74

2. am 12. August 1901:

Tiefen (m)	0	20	30	40	50	60	70	80	100
Temp. (C⁰) . .	20.78	16.81	14.26	7.40	6.27	4.66	4.58	4.55	4.56
Salzgeh. (Prom.)	21.60	29.88	31.29	32.99	34.00	34.40	34.51	34.54	34.54

3. am 17. Februar 1890:

Tiefen (m)	0	10	20	30	40	50	70	100	130
Temp. (C⁰) . .	0.0	1.6	2.0	3.1	5.2	4.9	5.0	4.4	4.2
Salzgeh. (Prom.)	2.0	26.5	27.2	29.0	32.9	33.0	33.9	34.1	33.9

4. am 24. Februar 1891:

Tiefen (m)	5	10	20	30	40	50	60	80	130
Temp. (C⁰) . .	1.7	1.8	2.0	2.15	3.9	5.8	6.7	6.8	6.7
Salzgeh. (Prom.)	26.0	27.8	28.7	28.8	32.4	33.3	34.4	34.4	34.7

Wenn auch in allen Fällen im Niveau der Zugangsschwelle, unterhalb von 50 m, eine scharfe Grenze hervortritt, so sind doch Temperatur und Salzgehalt in der abgeschlossenen Mulde jedesmal anders.

Das Britische Randmeer ist nicht weniger als die Nordsee der alles stark durchmischenden Einwirkung der Gezeitenströme und des

Seeganges unterworfen. Im östlichen Ärmelmeer sind ebenso, wie das ähnlich für die Verteilung des Salzgehaltes zu bemerken war, wesentlich homotherme Säulen, senkrecht nebeneinander gestellt, in alternierender ostwestlicher Verschiebung angetroffen worden. Hier pflegt die Mitte des Kanals die stärker ausgeprägten ozeanischen Zustände zu bewahren, indem diese Wassersäule im Sommer etwas kühler, im Winter etwas wärmer sein kann, als die Küstengewässer[1]). Westwärts gegen die Mündung des Ärmelmeeres hin, bei zunehmender Wassertiefe, bildet sich in der warmen Jahreszeit wieder eine deutliche Temperaturschichtung heraus, wobei der Gegensatz zwischen einer kälteren Tiefenschicht gegen eine warme Deckschicht hervortritt. Die südlich von Lizard gelegene Station E 2 der britischen Terminfahrten mag in ihren Zuständen an den vier Terminmonaten 1904—05 das Nähere veranschaulichen; die Station liegt in 49°

Datum	0	10	20	30	40	50	95 m
12. August 1904. .	17.61	17.16	13.11	13.08	13.05	13.04	13.03
1. November 1904 .	13.49	13.61	13.60	13.60	13.60	13.62	13.62
2. Februar 1905. .	10.38	10.42	10.43	10.43	10.43	10.43	10.43
13. Mai 1905 . . .	10.70	10.70	10.56	10.29	10.27	10.27	10.27

27′ N. B., 4° 42′ W. L. Man bemerkt im Februar die fast volle Homothermie, im November eine leichte Katothermie, Mai und August haben eine wärmere Deckschicht. Die gesamte Wärmeschwankung ist ozeanisch gemäßigt, zeigt aber den Phasenverzug in der Bodenschicht sehr deutlich, wo das Minimum im Mai, das Maximum im November auftritt. — Die Irische See ist erst nachträglich seit dem Frühjahr 1905 in das System der internationalen Meeresforschung einbezogen worden. Auch hier scheint im allgemeinen der homotherme Zustand in allen Jahreszeiten die Regel, abweichende Anordnung eine Ausnahme zu bilden. Im St. Georgskanal unter 52° 1′ N. B., 5° 50′ W. L. war so im Februar 1906 bei 97 m Wassertiefe die Temperatur von oben bis unten 8.6°, der Salzgehalt 34.8 Promille, näher der irischen Küste geht die Temperatur unter 8° bis 7½° hinunter bei sonst gleichartiger Schichtung, und erst südlich von Queenstown (51° 25′ N. B., 8° 14′ W. L.) machte sich eine ozeanisch-anotherme Lagerung bemerkbar, indem an der Oberfläche 9.4°, in 84 m 9.2° (bei 34.97 und 35.05 Promille) gefunden wurden. Im Mai war die Temperatur nur wenig höher, im August aber verschwindet strecken- und zeitweise die Homothermie zu Gunsten einer schwach ausgeprägten Anothermie, die am südlichen Eingang zum St. Georgskanal an der Oberfläche 14.65°, in 64 m Tiefe 12.50° bringt und sich weiter westwärts steigert, so daß südlich von Queenstown (50° 45′ N. B., 8° 4′ W. L.) an der Oberfläche 16.05°, in 106 m 10.2° (mit 35.16 und 35.30 Promille) vermerkt werden. Im November ist wieder alles homotherm (mit 11.8° bis 12.6°, je nach der Lage). — Im Nordkanal, der durch seinen starken Gezeitenstrom bekannt ist (2¾ bis 3 Knoten sind die Regel, am Mull of Cantyre 5 Knoten häufig),

[1]) H. N. Dickson, Scott. Geogr. Mag. 1893, Bd. 9, p. 27.

also die günstigsten Bedingungen für eine ergiebige Durchmischung darbietet, ist doch bei der großen (bis 238 m reichenden) Wassertiefe die unterste Schicht nicht ständig mehr mit beeinflußt: im Februar 1905 hatte die Oberfläche 7.7°, die Bodenschicht in 128 m 7.9°, während etwas östlich davon im Februar 1906 näher am Mull of Galloway die ganze 238 m mächtige Wassersäule homotherm mit 7.2° und homohalin mit 34.5 Promille befunden wurde. Im Mai und August ist die Oberschicht wärmer; an der eben genannten tiefsten Stelle im Mai 8.8° gegen 7.9° in 238 m. Näher an Land gehen im August die Temperaturen der obersten Schicht über 13 bis 15°, die Tiefen in mehr als 70 m bleiben unter 10°, wo der Gezeitenstrom nicht örtlich verstärkt ist. Im November ist alles wieder homotherm, an der tiefsten Stelle aber eine Andeutung von Katothermie vermerkt bei 10.9° an der Oberfläche, 11.1° in 238 m, mit 34.2 und 34.3 Promille. — Den gegen den Nordkanal sich öffnenden Firth of Clyde hat H. R. Mill auch in Bezug auf die Thermik genauer erforscht[1]). In dem noch vom starken Gezeitenstrom und Seegang aufgewirbelten südlichen Teil findet in der Regel Homothermie statt, dagegen sind die binnenwärts von Arran sich mannigfach verzweigenden Fjordbuchten bei größerer Tiefe abweichend geschichtet, indem das oberflächlich aufgelagerte Landwasser der vollen Durchmischung meist mit Erfolg Widerstand leistet. So ist der Loch Fyne an seiner tiefsten Stelle (110 m) im April schwach und im September stark anotherm, im Juni und Juli dichotherm, im November mesotherm, im Februar und März katotherm: Aus Mills graphischen Darstellungen entnehme ich folgende Werte für die Jahre 1886—87:

	Februar	April	Juni	September	November
Oberfläche	5.5°	5.8°	9.4°	11.4°	7.2°
37 m	7.0	5.6	5.6	10.8	10.2
110 m	8.1	5.3	6.9	6.4	7.1

Der schon hieraus erkennbare Phasenverzug in den tieferen Schichten ist von Mill näher geprüft worden; er fand in der Bodenschicht das Minimum in den Jahren 1886 (mit 4.9°) und 1887 (mit 6.7°) im April, 1888 im Juni (mit 5.8°); das Maximum im Februar 1887 (mit 7.9°) und Januar 1888 (mit 8.0°). Im allgemeinen betrug in diesen beiden Jahren der Phasenverzug ziemlich gleichmäßig mit der Tiefe zunehmend in 50 m 35 Tage, in 100 m 100 Tage. — Über die Thermik des dritten Glieds dieses Britischen Randmeeres, des Minch, sind wir nur durch eine Sommerfahrt von Mill (1887) unterrichtet[2]): damals war die Schichtung typisch anotherm mit 12° an der Oberfläche, 10½° in 40 m, 8.8° in 150 m. —

Das **Laurentische Randmeer** ist nach seiner Lage zwischen sommerwarmen und winterkalten Landflächen und als Mündungsbecken

---

[1]) Trans. R. Soc. Edinburgh Bd. 36, 1892, Nr. 23 und Bd. 38, 1894, Nr. 1; Auszug Geogr. Journal 1894, Bd. 4, S. 344. Nachträge in 15th Ann. Report Scott. Fish. Board 1896, III, p. 262 f.

[2]) 6th Ann. Report Scott. Fish. Board 1887, App. p. 361 f.

für den wasserreichen St. Lorenzstrom sehr extremen Einwirkungen ausgesetzt. Während die Oberfläche im Winter größtenteils mit Eis bedeckt und der Schifffahrt verschlossen ist, erwärmt sie sich nach W. Bell Dawson[1]) im Sommer über 10° bis 18.3°. In der tiefen Mittelrinne und auch in den daran sich anschließenden drei Gliedern (Belle-Islestraße, St. Lorenz-Ästuar, Prinz Eduardsbucht) wird dann eine dichotherme Lagerung maßgebend, indem von der Oberfläche die Temperatur zunächst rasch abnimmt bis auf eine zwischen 55 und 90 m angeordnete Schicht minimaler Temperatur im Betrage von — 0.6° bis + 1.1°. Nach der Analogie der in der Ostsee und sonst beobachteten Dichothermien haben wir hierin die Wirkung winterlicher Abkühlung von der Oberfläche her vor uns. Dawson bemerkt, daß diese Minimaltemperatur im Laufe des Sommers (von Juni bis Ende September) um 1° steigen kann, was nur durch Wärmezufuhr von unten her zu erklären ist. Denn unter 90 m erhebt sich die Temperatur rasch auf 3° und in mehr als 300 m Tiefe auf 4.5° bis 5.0°; dieses tiefste Wasser hat 35.3 Promille Salzgehalt, ist also atlantischen Ursprungs. In den seichteren Randteilen ist natürlich im Sommer anotherme Schichtung zu finden. Das ist auch in der Belle-Islestraße der Fall, die, gegen die kalte Labradorströmung geöffnet und den Flutstrom von dort empfangend, namentlich an ihrer Nordseite kalt ist, während der an der Südseite nach Osten hinausgehende Ebbestrom wärmeres Wasser mit sich führt. Noch in der tiefen Mitte der Straße ankernd, beobachtete Dawson so am 26. Juli 1894 folgende Schichtung:

Tiefen (m)		18	37	55
Temperatur bei Flutstrom	7.8°	7.2°	4.4°	1.7°
Temperatur bei Ebbestrom	10.6	10.6	7.2	2.8

Als niedrigste Temperatur fand er bei Belle-Isle in 73 m Tiefe — 1.1°, also echt arktisch kaltes Wasser, das aber nicht in den St. Lorenzgolf selbst hinüber gelangt. —

Die Temperaturschichtung des Kalifornischen Randmeeres ist von Alex. Agassiz[2]) bei einem kurzen Besuch Ende April 1891 wenigstens im südlichen Teil südwärts von Guaymas untersucht worden: sie trägt die Merkmale normal tropisch-ozeanischer Anordnung, wie sie den benachbarten pazifischen Gewässern eigen ist. Zum Beweise dessen seien im folgenden zwei Reihen zusammengestellt, von denen die erste von einer Station etwa 50 Seemeilen nordwestlich vom Kap Corrientes die ozeanischen Verhältnisse, die zweite aus 26° 48′ N. B., 110° 45.3′ W. L.

Tiefen (m)	0	25	50	100	200	400	600	1000	1500	Boden in m	
1. Temp.:	23.3°	20.0°	18.2°	14.7°	12.3°	9.3°	6.5°	4.7°	3.3°	2.2°	3698
2. Temp.:	21.1	19.6	18.0	14.7	12.0	9.3	6.5	4.4	3.1	2.9	1571

[1]) Vergl. oben S. 357, Anm. 1.

[2]) Bull. Mus. Compar. Zool. Harvard Coll. vol. 23, 1892/93, p. 17.

die des Süden des Randmeeres wiedergibt. Da dieses im allgemeinen seewärts gut aufgeschlossen ist und keine von Schwellen umgebenen, isolierten Eintiefungen von erheblicher Ausdehnung besitzt, dürfte die zweite Temperaturreihe als typisch gelten. Der nördliche seichtere Teil (29° bis 31½° N. B.), der hinter einer Schwelle von 49 m eine Mulde von fast 400 m Tiefe birgt, dürfte in dieser eine homotherme Anordnung aufweisen; Agassiz hat ihn nicht besucht.

Auch die Thermik des Tasmanischen Randmeeres ist noch nicht besonders erforscht worden; es dürfte auch wohl nicht gerade Bemerkenswertes darbieten, da seine Gewässer im W und O mit denen des benachbarten Ozeans wenig behindert zusammenfließen und der Boden von ziemlich gleichmäßiger Tiefe, also ohne isolierte Mulden ist. Die Schichtung wird daher im ganzen anotherm sein; wollte man nach den Atlanten der Seewarte und einer benachbarten Station des Challenger (42° 42′ S. B., 134° 10′ O. L.) schließen, so dürfte man die mittlere Jahrestemperatur der Oberfläche auf 15°, am Boden in 90 m Tiefe auf rund 11° schätzen. —

9. Die mittlere Temperatur der Meeresräume.

Die im vorigen gegebene Übersicht über die senkrechte Verteilung der Temperaturen regt zu einem Versuch an, eine wenigstens in erster Annäherung zutreffende mittlere Temperatur der einzelnen Meeresräume, wie des gesamten Meeresblocks, zu berechnen. Die vorhandenen Lücken in unserer Kenntnis sind nicht mehr so beträchtlich, daß ein solcher Versuch von vornherein als überflüssig und die aufgewandte Mühe nicht als lohnend bezeichnet werden könnte.

Das einzuschlagende Verfahren ergab sich als eine Vereinfachung der bei Berechnung der mittleren Meerestiefe empfohlenen Feldermethode (S. 140); das Material wurde in folgender Weise hergerichtet. Die von G. Schott veröffentlichten Karten der Temperaturen im Atlantischen und Indischen Ozean sind, wie bereits bemerkt, von mir für den Pazifischen und die Nebenmeere ergänzt worden (S. 422), so daß mehr oder weniger vollständige Übersichten über die Temperaturverteilung an der Oberfläche, in 100, 200, 400, 600, 800, 1000, 2000, 3000, 4000 m vorlagen. Der Nordatlantische Ozean wurde nun nach Zehngradfeldern, die übrigen Ozeane nach Zehngradzonen, die Nebenmeere nach wechselnden Zonenstreifen nach der Feldermethode bearbeitet und so für jeden Meeresraum (10°-Feld, Zonenstreifen) eine mittlere Temperatur im betreffenden Tiefenniveau berechnet. Hieraus ließ sich dann eine Kurve der senkrechten Temperaturverteilung in den Zonenstreifen entwerfen, aus der durch eine Art graphischer Integration die zugehörige Mitteltemperatur gewonnen wurde. Da nämlich der Flächeninhalt der betreffenden Tiefenstufen ungleich, aber aus der Tiefenkarte bekannt ist, mußte bei dieser Integration das Areal der verschiedenen Tiefenstufen mit einem entsprechenden Gewicht für jeden Kurventeil in die Rechnung mit eingeführt werden. Der Rauminhalt der Zehngradzonen war aus früherer Ermittlung bekannt (S. 143) und gestattete dann leicht, die mittlere Temperatur der einzelnen Ozeane und Nebenmeere zu finden.

Das Ergebnis ist in der beistehenden Tabelle (S. 495) zusammengefaßt, wo für die drei großen Ozeane und den gesamten Meeresblock die Mitteltemperaturen nach Zehngradzonen und für die Nebenmeere im ganzen aufgeführt sind. Ein Blick auf Fig. 53 (S. 400), wo sich diese Werte eingetragen finden, ermöglicht einen Vergleich mit den Oberflächentemperaturen.

Es zeigt sich zunächst die mittlere Temperatur der irdischen Meeresmasse mit etwa 3.8° sehr niedrig, namentlich auch im Vergleich zur Meeresoberfläche mit 17.4°. Wie die Übersicht nach Zehngradzonen erweist, sind es besonders die kalten Gewässer der großen pazifischen Masse, die hierfür ausschlaggebend werden, während die Nebenmeere schon durch ihr geringes Volum zurücktreten, wenn sie auch durch die vorherrschend kleinen Tiefen mit den wärmeren Oberschichten im allgemeinen erhöhend wirken. Immerhin ist die zwischen dem Äquator und 10° N. B. gelegene Zone des Meeresblocks mit 4.9° ebenso die wärmste, wie das für die Oberfläche galt. Aber die Unterschiede zwischen 40° N. und 30° S. B. sind überhaupt gering, indem die Zonenwerte hier nicht unter 4.5° hinabgehen. Nach den höheren Nordbreiten ist der Abfall besonders stark, wo die großen Ozeane ein Ende nehmen und das Arktische Mittelmeer einsetzt. In den hohen Südbreiten liegt ein paradoxer Fall vor, indem die Temperatur der Ozeane in 70° bis 80° S. B. etwas höher erscheint, als in der nächst niedrigeren Breitenzone zwischen 60° und 70° S. Es hängt das damit zusammen, daß der Pazifische Ozean nach den vorliegenden, wenn auch spärlichen Beobachtungen in diesen hohen Breiten allgemein wärmer erscheint, als der Atlantische und Indische: der letztere aber reicht nicht wesentlich mehr über 70° S. B. (nach unseren Annahmen über die Ausdehnung des antarktischen Kontinents) polwärts, und die kalte atlantische Masse kommt dann in der Zone von 70° bis 80° S. nicht gegen die wärmere und größere pazifische auf.

Im allgemeinen sind in den großen Ozeanen die nordhemisphärischen Zonentemperaturen höher, als in den gleichen Südbreiten; nur der südpazifische Ozean ist zwischen 20° und 50° B. wärmer, als der nordpazifische, so daß bei dem großen in Nordbreiten dort aufgehäuften Wasservolum die Mitteltemperatur des nordpazifischen Blocks etwas (um etwa ½°) kleiner zu werden scheint. Besonders groß ist der Gegensatz der gleichen Breiten im Indischen Ozean, wo die Zone in 20° bis 30° N. mit 10¼° eine mehr als doppelt so hohe Temperaturzahl aufweist als die entsprechende südliche Breitenzone (4¾°); doch ist die Wassermasse nördlich von 20° N. B. nur gering an Volum. Wirksamer wird für die gesamten Zonentemperaturen der hochtemperierte Nordatlantische Ozean: im Vergleich zum Nordpazifischen ist seine Durchschnittstemperatur um rund 1.7° höher. Unter den südhemisphärischen Meeren ist der Südpazifische überall wärmer als der Südatlantische, also nicht bloß in den hohen Breiten, wo er auch dem Indischen überlegen ist. Es scheint das auf Fernwirkungen des antarktischen Landes und des von diesem ausgehenden kalten Wassers zu beruhen, indem sich jenes in indischen und atlantischen Längen in niedrigere Breiten vorschiebt, als in pazifischen; es kam das schon in dem großen durch die Isanomalen der Oberfläche ausgedrückten Gegensatz dieser Gebiete zu Tage (S. 405).

Die mittlere Temperatur der Meeresräume.

Breiten	Atlant. Ozean	Ind. Ozean	Pazif. Ozean	Ganzes Weltmeer
N. 90°—80°	—	—	—	—0.89
80°—70°	—	—	—	—0.63
70°—60°	4.39	—	—	2.17
60°—50°	3.83	—	2.26	2.80
50°—40°	5.06	—	2.44	3.27
40°—30°	6.06	—	3.10	4.53
30°—20°	5.76	10.27	3.83	4.70
20°—10°	5.09	7.43	4 12	4.77
10°— 0°	5.03	5.85	4.53	4.92
N. 90°—0°	5.35	6 57	3.66	4.34
S. 0°—10°	4.38	5.16	4.64	4.74
10°—20°	4 24	4.84	4.72	4.68
20°—30°	4.67	4.75	4.49	4.62
30°—40°	3.67	4.18	4.07	4.02
40°—50°	2.07	2.59	3.05	2.80
50°—60°	0.58	0.78	1.41	1.00
60°—70°	—0 22	— 0.22	0.40	0.02
70°—80°	— 0.22	— 0.22	0.30	0 09
S. 0°—80°	2.99	3.44	3.72	3.47
Total	4.02	3.82	3.73	**3.83**

Nebenmeere allein	
1. Arktisches Mittelm.	—0.66
2. Australasiat. „	6.90
3. Amerikan. „	6.60
4. Romanisches „	13.35
5. Baltisches „	3.91
6. Hudsonsches „	1.0?
7. Rotes „	22.69
8. Persisches „	24.0?
9. Beringsches Randmeer	2.0?
10. Ochotskisch. „	1.50
11. Japanisches „	0.90
12. Ostchines. „	9.29
13. Andaman. „	10.09
14. Kaliforn. „	9.12
15. Deutsches „	7.72
16. Britisches „	9.77
17. Laurentisch. „	2.18
18. Tasman. „	12.50

Bemerkung: Die zweite Dezimale hat überall nur rechnerischen Wert.

Im ganzen genommen ist der Ozean mit seiner Mitteltemperatur von 3,8° für die Organismen also ein kalter Lebensraum; und doch ist das organische Leben dieser niederen Wassertemperatur anscheinend besser angepaßt wie der höheren, tropisch warmen, deren Besiedlung mit den die Hauptmasse der organischen Substanz repräsentierenden Planktonwesen erheblich zurücksteht gegen die kühleren und subpolaren Meere, worauf bei früherer Gelegenheit schon hinzuweisen war (S. 318). Es sind Probleme einer fernen Zukunft, zu untersuchen, ob das in früheren Zeitaltern der Erde ebenso gewesen ist, wie im jetzigen. Heute ist jedenfalls der Gegensatz von Klimazonen im obersten halben Kilometer der ozeanischen Wasserdecke entscheidend für eine feinere örtliche Differenzierung der Lebensformen, deren qualitativer Reichtum also damit steigt. Es ist eben außer der Wärme auch das Sonnenlicht von gleichbedeutendem Einfluß auf die Entfaltung der organischen Welt, und so gewinnt die durchleuchtete obere Schicht der Meere ein höheres Interesse, als die ganze übrige Wassermasse mit ihren hervorstechend abyssischen Zuständen.

Die obersten Schichten des Ozeans sind es auch, denen im Wärmehaushalt der Erdoberfläche eine besondere Bedeutung zukommt. In tropischen und subtropischen Breiten findet eine ergiebige Aufspeiche-

rung der Sonnenwärme statt, die dann, durch die Meeresströmungen vom Golfstromtypus polwärts verfrachtet, auch höheren Breiten zu gute kommt. Unperiodische oder gar sekulare Schwankungen in der Sonnenstrahlung werden sich durch Variationen in dem so transportierten Wärmevorrat geltend machen. Hierbei ist jedoch eine Art Selbstregulierung im Ozean nicht zu vergessen. Wird durch gesteigerte Sonnenstrahlung in den niederen Breiten die Luftzirkulation beschleunigt, so steigert sich auch die Stärke der Oberflächentriften: dann aber treten in ihrem Bereich jene bedeutsamen Zerrungserscheinungen auf, die kaltes Tiefenwasser aufsteigen und sich dem Oberflächenwasser beimischen lassen. So kann also eine zu intensive Sonnenstrahlung auf den Festlandflächen durch Verstärkung der Passate und Monsune die Meeresoberfläche kühler werden lassen, als in Zeiten geringerer Sonnenwirkung der Fall ist. Immerhin könnte durch einen Vergleich der Temperaturschwankungen innerhalb einer Wassersäule, etwa der Sargassosee oder indischer Meeresstriche, durch viele Jahrzehnte hindurch ein gewisser Anhalt gewonnen werden über diese periodischen oder sekularen Schwankungen der Wärmezufuhr in die Meere hinein[1]). Zur Zeit ist man außer stande, die kurze Periode der Sonnenflecken oder die längere, an Ed. Brückners Namen geknüpfte 35jährige, in der Thermik der offenen Ozeane zu verfolgen. Für die Meere der gemäßigten Breiten, insbesondere die nordeuropäischen haben Otto Pettersson und nach ihm W. Meinardus durch eine Reihe verdienstvoller Untersuchungen[2]) gewisse Abhängigkeiten zwischen den thermischen Zuständen im sogenannten Golfstromgebiet und dem Witterungscharakter des angrenzenden Nordeuropa zu enthüllen versucht. Unser Wissen von den Zuständen und Veränderungen der atlantischen Wassermassen aber ist bedauerlicherweise zur Zeit noch viel zu gering, um die offenbar vorhandenen Verkettungen in ihrem vollen Umfange genauer verfolgen zu können; das wird eine Aufgabe künftiger, hoffentlich nicht zu ferner Zeiten sein. Nur für das Auftreten kalter oder warmer Winter darf eine ursächliche Beziehung zum Golfstrom bereits als erwiesen gelten. Die an den Nordatlantischen Ozean angeschlossenen Nebenmeere, wie die Nordsee und in abgeschwächtem Maße auch die Ostsee, werden vom Ozean her also auch in wechselndem Maße beeinflußt und damit die vorher erwähnten von Jahr zu Jahr verschiedenen Temperaturen namentlich auch der tieferen Schichten erklärt werden können. Jedoch darf man auch die örtlichen Witterungsverhältnisse hierbei nicht vernachlässigen: die sie beherrschenden zyklonalen oder antizyklonalen Luftwirbel sind nicht bloß und ausschließlich von dem schwächeren oder stärkeren Gegensatz in der Erwärmung des Wassers gegen die des benachbarten Landes abhängig, sondern folgen noch anderen, den Meteorologen noch keineswegs genau bekannten Vorbedingungen. Deshalb dürfen auch die in der letzten Zeit mehrfach unternommenen kalorischen Rechnungen nicht überschätzt werden, wenn sie auch einen sehr bedeutsamen und notwendigen Einblick in den Wärmeumsatz zwischen Meer und Atmosphäre enthalten. Es soll darum zum Schluß auf diesen Punkt noch kurz eingegangen werden.

---

[1]) So schon sehr früh von Arago gefordert: Comptes Rendus Acad. Paris 1840, Bd. 11, 2, p. 309.

[2]) Zuerst Met. Zeitschr. 1896, S. 285.

Die für solche Betrachtungen geeigneten Meeresteile sind nicht im offenen Ozean zu suchen, wenigstens zur Zeit noch nicht, da uns die dort vor sich gehenden Wärmeänderungen der oberen Wasserschichten allzu wenig bekannt sind, wie sie überdies stets durch Stromvorgänge gestört sein werden. Die abgeschlosseneren Mittelmeere empfehlen sich auch in dieser Hinsicht durch ihre einfacheren Verhältnisse. Deshalb haben sich auch Meteorologen, wie W. v. Bezold, Joh. Schubert und Jos. Hann bereits mit der Berechnung der von Wasserflächen und so auch vom Mittelmeer und der Ostsee in der jährlichen Periode umgesetzten Wärmemengen befaßt, und namentlich Schubert[1]) hat daraus sehr lehrreiche Beziehungen abzuleiten verstanden. Seine Folgerungen bleiben auch im wesentlichen bestehen, wenn wir die von ihm vorzugsweise benutzten Leuchtschiffstationen im Kattegat ausschalten, da die hier eingreifenden Strömungen das Bild notwendig verschieben müssen, zumal die oberen und die unteren Schichten sich in anderer Richtung bewegen. Stromfreie oder doch von Strömungen sehr wenig gestörte Meeresteile sind immer vorzuziehen. Anderseits aber haben Schubert und Hann die untere Grenze, bis zu der die jährliche Periode in die Tiefen hinabreicht und Wärmeumsätze zur Folge hat, nicht ganz richtig bemessen; sie haben diese Tiefen unterschätzt, insbesondere für das Mittelmeer. Nach unseren früheren Darlegungen (S. 418) ist im westlichen Mittelmeer dieses untere Niveau auf mindestens 300 m, im östlichen auf 500 m anzusetzen, wo die winterlich von der Oberfläche aus entstehende homotherme Grundschicht im Hochsommer einsetzt. Aimés Daten ergeben unter der Voraussetzung, daß die von ihm gemessenen Temperaturschwankungen in den verschiedenen Niveaus als normal und durch vertikale Ströme nicht gestört gelten dürfen, einen Wärmeumsatz zwischen der wärmsten und kältesten Zeit von 676 000 Kilogramm-Kalorien pro qm; nach Semmolas Messungen erhalten wir, wenn als unteres Niveau nur 300 m gesetzt werden, 614 000 Kal.; für die österreichische Station 37 südlich von Kreta (34° 44.6′ N. B., 22° 32.7′ O. L. am 29. August 1890) bis 500 m 763 000 Kal., für das Schwarze Meer bis 65 m aber nur 301 000 Kal. Zwischen dem letzteren und den ersteren Werten steht dem Range nach anscheinend die Ostsee. Legen wir die Veränderungen in der Danziger Bucht zu Grunde (Station 12 der deutschen Terminfahrten), so ergibt sich vom 6. August zum 9. November 1905 bis 70 m Tiefe ein Umsatz von 246 500, und vom August bis zum 7. Februar 1906 von 514 000 Kal. Schwächer ist der Umsatz in der Nordsee, in deren fast stromloser Mitte am Westrande der Großen Fischerbank die deutsche Station 4 (56° 41′ N. B., 2° 15′ O. L.) noch am besten für solche Untersuchung liegt; der Umsatz vom 13. August 1905 bis zum 15. Februar 1906 war 295 000 Kal.[2]). Nach Hann ist der jährliche Umsatz im Genfer See auf 370 000, im Bodensee auf 250 000 Kal. pro qm Oberfläche zu veranschlagen. Da 1 cbm trockene Luft zu seiner Erwärmung

---

[1]) Insbesondere in seiner kleinen Schrift: Der Wärmeaustausch im festen Erdboden, in Gewässern und in der Atmosphäre. Berlin 1904, wo auch die ältere Literatur erwähnt ist. Neueres in Met. Zeitschr. 1906, S. 377, 509 u. 512.

[2]) Die Berechnung erfolgt nach der Formel $K = C\,(t - t_1)\,h$, worin C die Wärmekapazität für die Volumeneinheit (s. S. 279), t die mittlere Temperatur der Wassersäule im August, t_1 im Februar bedeutet und h die Wassertiefe in m.

um 1° eine Wärmemenge von 0.3077 Kal. verbraucht, vermag also eine von der oberen Wasserschicht vom Sommermaximum bis zum Winterminimum in etwa 180 Tagen an die Atmosphäre abgegebene Wärmemenge von 500 000 Kal. täglich eine Luftsäule von 9000 m Höhe um 1° zu erwärmen. Diese sich täglich wiederholende Zufuhr muß sich auf die Küstengebiete und Inseln unserer Ostsee sehr fühlbar geltend machen; sie erklärt die in den Herbst hinein sehr günstig verlängerte Vegetationsperiode schon auf der Insel Rügen, noch mehr auf Bornholm, am meisten auf Gotland, wo der lange milde Herbst viele, sonst in diesen Breiten schlecht gedeihende Obstbäume, wie die Walnuß, ihre Früchte reifen läßt und sogar den Zuckerrübenbau ermöglicht. Im Mittelmeer wird eine Luftsäule von 9 km Höhe in der genannten Zeit nicht um 1°, sondern um 1.3° täglich erwärmt und damit die große Begünstigung seines Litorals im Winter vollkommen verständlich. — Anderseits wird aber auch in der Zeit von Februarminimum bis zum Sommermaximum ein Binnengewässer die zugeführte Sonnenwärme in seinen oberen Schichten bis zu stetig steigenden Tiefen hin aufspeichern, so daß sich die eigentliche Oberfläche nicht in gleicher Geschwindigkeit erwärmt, wie das Festland, wo das Eindringen der Sonnenwärme sehr gering bleibt. So wirken die im Winter stark ausgekühlten Wasserflächen der Ostsee im Frühjahr verzögernd auf die Erwärmung der Küsten- und Inselgebiete, eine Erscheinung, die aus phänologischen Beobachtungen lange bekannt ist. Verspätet sich doch das erste Buchengrün und die Obstbaumblüte an der deutschen Ostseeküste um einen vollen Monat gegen das mittelrheinische Gebiet. Noch stärker retardierend müssen regelmäßige Eisdecken, wie auf den großen kanadischen Seen oder in der Hudsonbai und dem Ochotskischen Meere wirken, wo dann die Küsten sogar dem Baumwuchs keine genügend lange Vegetationsperiode darbieten und, wie in Sachalin, in mitteleuropäischen Breiten eine arktische Tundra das Litoral beherrschen kann. In den niederen Breiten aber, wo der Temperaturgradient vom Meer zur Luft in allen Jahreszeiten gleich gering ist, wird auch der direkte Wärmeumsatz zwischen beiden stets schwach bleiben.

IV. Das Eis im Meer.

In den höheren Breiten bewirken die niedrigen Wintertemperaturen, besonders in den Nebenmeeren und in der Nähe der kontinentalen Kältepole, eine so starke Abkühlung, daß große Flächen der Meere an ihrer Oberfläche gefrieren. Zu diesen eigenen Eisbildungen des Meeres treten dann auch solche des benachbarten Landes in Gestalt von Trümmern der winterlichen Eisdecke der Flüsse und von abgelösten mehr oder weniger umfangreichen Teilen der das Meer erreichenden Gletscher. Alle drei Arten von Eis, das Meereis, Flußeis und Gletschereis, werden von den herrschenden Meeresströmungen erfaßt und in der Regel nach dem offenen Ozean oder doch in der Richtung auf diesen hin weggeführt, so daß neben einer winterlichen Eissperre noch eine längere oder kürzere Zeit oft über Frühling und Sommer hinaus fortgesetzte Eistrift die höheren Breiten beider Hemisphären kennzeichnet. So gewinnen diese Eisbildungen auch für

niedere Breiten eine große, wenn auch nach Ort und Zeit verschiedene Bedeutung, und sie erfordern deshalb eine systematische Darstellung.

Von den genannten drei Arten des Eises ist über das Flußeis rasch hinwegzugehen: es ist eine seltene und auch im Bereiche der großen Flußwasserergüsse, die das arktische Mittelmeer von den nordrussischen, sibirischen und nordamerikanischen Strömen empfängt, untergeordnete Erscheinung. Den südhemisphärischen Eistriften mangelt das Flußeis gänzlich, da von dem dortigen Lande fließende Süßwasserströme unbekannt sind und auch schwerlich aufgefunden werden dürften. Das Flußeis des Karischen Meeres und der Barentssee ist nach Weyprecht schon durch seine glasgrüne Farbe von dem Meereis leicht zu unterscheiden; die Trantierjäger gehen auch kleineren Stücken gern aus dem Wege, da es erheblich härter ist als das Meereis. Dieses letztere und das die Eisberge liefernde Gletschereis spielen in dem Meeren eine ungleich wichtigere Rolle.

Das Meereis ist gefrorenes Seewasser. Wir haben bei früherer Gelegenheit die eigentümliche, allen Salzlösungen zukommende Erniedrigung des Gefrierpunkts kennen gelernt (S. 240), so daß Seewasser nicht nach Abkühlung auf 0° gefriert, sondern merklich niedrigere Temperaturen hierfür erforderlich sind. Die Temperaturschichtung wird noch dadurch verwickelter, daß auch das Dichtigkeitsmaximum bei den verschiedenen Salzgehalten an eine verschiedene Temperatur gebunden ist (S. 235). Ehe eine gegebene Wassersäule der Ostsee Eis bildet, pflegt darum eine lebhafte vertikale Konvektion die Schichten so angeordnet zu haben, daß die dichtesten von den leichteren überlagert werden, wobei dann die oberste Schicht allmählich die niedrigste Temperatur annimmt. Wasser von 7.5 Promille, wie es die offene Ostsee in einer Mächtigkeit von 50 bis 70 m beherrscht, hat sein Dichtemaximum bei + 2.35°, seinen Gefrierpunkt aber bei — 0.40°; die größte Dichte, die es annehmen kann, ist = 1,006·18, beim Gefrierpunkt aber ist die Dichte nur = 1,005·97. Bei ozeanischem Wasser aber von 35 Promille liegt das Dichtemaximum mit 1,028·22 bei — 3.52°, der Gefrierpunkt bei — 1.91° mit einer Dichte von 1.028·21, was so gut wie gar nicht von der des Maximums verschieden ist: in diesem ozeanischen Wasser wird also die ganze gegebene Wassersäule bis auf den Gefrierpunkt abgekühlt werden können. In der Ostsee wird aber auch tatsächlich nicht bloß die oberste Schicht auf den Gefrierpunkt gebracht, sondern durch mechanische Vermengung bei Stürmen auch den tieferen Schichten eine niedrige Temperatur zugeführt, wofür wir bei früherer Gelegenheit eine Reihe von Beispielen aufführen konnten.

Bei ruhiger Witterung, wie sie bei strengem Frost in hohen Breiten sehr häufig ist, aber auch bei lebhafterem Seegang kommt es nun keineswegs zur Eisbildung in dem Augenblicke, wo der Gefrierpunkt an der Oberfläche erreicht ist. Vielmehr scheint eine erhebliche Unterkühlung nicht bloß möglich, sondern in der Tat überaus häufig zu sein. E. Edlund[1]) hat vor längerer Zeit schon darauf hingewiesen, wie die Tatsache der Unterkühlung gerade des Seewassers schon früh aufgefallen ist (Nairne 1776), und daß Seewasser dann sogar beim Schütteln noch keine Kristalle

[1]) Poggendorffs Annalen 1864, Bd. 121, S. 516 f.

bildet. Die von ihm, auch mit A. E. Nordenskiölds Hilfe, aus dem Bereiche der Ostsee und des Skagerraks gesammelten zahlreichen Beobachtungen der Seefischer, die dann auch von Karl Möbius und H. A. Meyer[1]) für die Kieler Bucht bestätigt wurden, lassen keinen Zweifel daran übrig, daß die hier in strengen Wintern so häufige Bildung des sogenannten Grundeises damit in Zusammenhang steht. Leider fehlt es noch häufig an gleichzeitigen Bestimmungen der Wassertemperatur, so daß dieses auch für die praktische Seefischerei wichtige Phänomen nicht in allen Fällen völlig aufgeklärt werden kann. Offenbar genügt die innere Reibung der Wasserteilchen aneinander beim Seegang durchaus noch nicht, um den Kristallisationsprozeß einzuleiten. Wo das so bewegte unterkühlte Wasser aber an festen Gegenständen vorbeistreicht, scheint der erforderliche Anreiz gegeben. Das ist bei seichtem Wasser der Fall am Meeresboden, an den darauf wachsenden Seegräsern und Tangen, aber auch an Maul und Kiemen der Fische, gleichviel ob diese sich in Freiheit bewegen oder in Fischkästen für den Verkauf aufbewahrt werden; dann gehen viele Fische durch Erfrieren zu Grunde[2]). Nach Aussagen der norwegischen Fischer am Kristianiafjord fliehen die Fische dann seewärts hinweg aus diesem „flüssigen Eis" in wärmere Wasserschichten, oft aber doch ohne Erfolg, denn gerade durch ihre heftigen Bewegungen wird leicht die Eisbildung eingeleitet. — So beobachtet man auch in strengen Wintern an der bohuslänschen Küste im salzarmen Wasser des baltischen Stroms aus der Tiefe heraufkommendes Eis, das sich an der Grenze gegen noch stärker abgekühltes Kattegatwasser, welches darunter liegt, plötzlich bildet. In einem von O. Pettersson[3]) genauer beschriebenen Falle vom Januar 1879 hatte die Unterschicht des Kattegatwassers — 1.4°, der baltische Strom nur — 0.8°. Das aus einer solchen Zwischenschicht aufsteigende Eis kann nicht gut mehr als Grundeis bezeichnet werden; vielleicht empfiehlt sich für die ganze Erscheinung daher die an der Unterelbe übliche Benennung als *Siggeis*. Das so gebildete Eis erscheint dann, dem Auftriebe folgend, gewöhnlich in Stücken von der Größe eines Tellers, seltener in der eines Tonnenbodens (nach Nordenskiöld) an der Oberfläche, und bringt öfter als Kennzeichen der Grundeisbildung eingefrorene Steine und erdige Einschlüsse mit sich herauf. Das Aufsteigen des „Tellereises" erfolgt ganz plötzlich und dann sehr rasch zugleich auf weiten Flächen, so daß Fischer mit ihren Booten in kurzer Zeit unbeweglich werden und nicht selten schon nach 1—1 ½ Stunden auf der tragenden Eisdecke das Land gewinnen konnten.

Wie alle unterkühlten Flüssigkeiten durch Einsäen eines Kristalls zum raschen Gefrieren gebracht werden, so begünstigt nach der häufig

[1]) Fauna der Kieler Bucht, Leipzig 1865, Einleitung S. VIII.

[2]) Meyer und Möbius a. a. O. berichten: „Etwas außerhalb Laböe gräbt man feinen weißen Sand zum Scheuern und Bauen aus 4 bis 5 Fuß Wassertiefe. Dieser ist im Winter, ehe noch die Eisdecke auf der Oberfläche erscheint, häufig mit einer fingerdicken Eiskruste überzogen, welche die Sandgräber mit Mühe abkratzen müssen, ehe sie den Sand schöpfen können. . . . Bei klarem ruhigen Frostwetter, wenn kein Schnee fällt, sieht man oft unter dem Wasser am Seegras und an Tangen Eis hängen. Sehr oft ziehen die Fischer ihre Netze, nachdem dieselben von einem Tage bis zum andern im Wasser gestanden haben, mit erfrorenen Fischen und mit Eisüberzügen an die Oberfläche, und zwar aus Tiefen bis zu 30 Fuß (tiefer werden im Winter keine Netze gestellt)."

[3]) Ann. d. Hydr. 1897, S. 73.

wiederholten Erfahrung der Polarfahrer ein Schneefall die Eisbildung ganz ersichtlich. Auch zwischen Treibeis und in Spalten der festen Packeisdecke erfolgt bei hinreichender Temperaturerniedrigung das Gefrieren ohne wesentlichen Verzug. Der Vorgang beim Gefrieren selbst ist oft geschildert worden: die Beobachter sehen zuerst einzelne Nadeln an den Rändern der Eisschollen anschießen, oder richtiger lang gestreckte, prismatisch oder platt ausgezogene Kristalle des hexagonalen Systems, die anfangs wenig Zusammenhang haben, dann sich wie die Blättchen eines Farnkrauts verzweigen, oft auch einem Tannenzweig oder riesigen Schneeflocken ähnlich[1]), zuletzt aber einen Brei bilden und immer dichter aneinander schließen. Hierbei stellen sich die Kristallplättchen senkrecht gegen die Gefrierfläche, wodurch das Seewassereis eine ganz charakteristische Struktur erhält, an der es vom Gletschereis leicht zu unterscheiden ist. Beim Gefrieren aber wird Salz abgeschieden, und ich bin geneigt, in dem Diffusionsstrom, der sich hierbei bildet, die Kraft zu sehen, die diese Einstellung der Eiskristalle senkrecht zur Oberfläche, also in der Richtung dieses molekularen Stroms bewirkt (vgl. oben S. 239). Die Tatsache, daß sich beim Gefrieren von Süßwasser in Flüssen und Seen die Eisplättchen ganz anders und vornehmlich parallel zur Gefrierfläche einstellen, spricht ebenfalls für diese Deutung, denn in diesem Falle muß ein Diffusionsstrom fehlen, und die Plättchen drängen sich im Auftrieb wegen ihres kleineren spezifischen Gewichts möglichst gegen die untere Fläche der zuerst gebildeten Eisdecke.

Fig. 66.



Faserstruktur des Meereises bei einem Schnitt senkrecht gegen die Oberfläche. Bei *L* Luftblasen. Die Kornstruktur ist aus dem helleren und dunkleren Schatten erkennbar.
(Nach A. Hamberg.) Natürl. Größe.

Aber nicht nur, daß sich im Seewasser die Plättchen senkrecht stellen, sie vereinigen sich auch, wie wir seit den verdienstlichen Untersuchungen E. v. Drygalskis[2]) an grönländischem Fjordeise wissen, zu Körnern. Schleift man ein Stück Meereis parallel zur Gefrierfläche auf einer warmen Metallplatte, so wird die Kornstruktur sichtbar: jedes Korn, von Pflaumen-

---

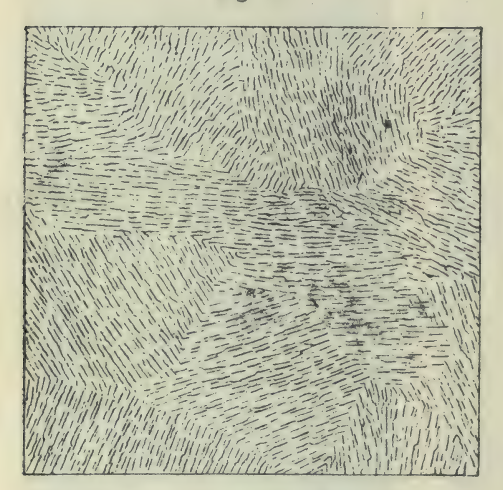
[1]) Die bei G. Hellmann, Schneekristalle, Berlin 1893, als Nr. 1 und 5 dargestellten Formen habe ich in gefrierendem Nordseewasser beobachtet.

[2]) E. v. Drygalski, Ostgrönlandexpedition, Berlin 1897, Bd. 1, S. 423 und 476 (hier die Kristallographie der verschiedenen Eisarten); schon vorher Verh. des 11. D. Geogr.-Tages in Bremen 1895, S. 18 f. Auch Arçtowski und Ferrar, sowie A. Hamberg haben wichtige Beobachtungen beigebracht. — Wie der obige Text zeigt, habe ich mich der von Drygalski gegebenen Erklärung der Strukturverhältnisse des Süßwassereises nicht angeschlossen.

oder Nußgröße und abgestumpft eckigem Umrisse, besteht aus einem Bündel im Querschnitt getroffener Plättchen; in jedem Bündel sind die Plättchen alle unter sich parallel, aber anders als im Nachbarbündel orientiert. Korn schließt sich senkrecht an Korn, so daß eine solche Scholle eine von oben nach unten faserige Struktur empfängt: deshalb läßt sich das Eis oft noch leicht mit einem Stabe von oben her durchstoßen, und sind die Bruchflächen der Schollen stets senkrecht zur Oberfläche. Durch dieses stengelige Gefüge unterscheidet sich das Meereis leicht von jedem anderen, namentlich auch vom Gletschereise, wo jedes Korn seine Platten in einer anderen Richtung angeordnet zeigt (vergl. die Fig. 66, 67, 68).

Erfolgt das Gefrieren sehr rasch, wie es in der Polarnacht die Regel bildet, namentlich, wo das Seewasser in frisch gebildeten Spalten und Waken zwischen Packeisschollen plötzlich dem schärfsten Froste ausgesetzt wird, so kann das abgeschiedene Salz nicht sogleich entweichen, sondern friert mit ein; es bildet dann zwischen den Kristallfasern eingeschaltete Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse. Mehr oder weniger reichlich finden wir so in allem neuen Meereis einen gewissen Salzgehalt, der beim Schmelzen leicht nachzuweisen ist, und zwar nicht nur in den oberen zuerst gebildeten Schichten, sondern durchweg. Zuerst an den sibirischen Küsten, dann auch sonst überall in den hohen Nord- und Südbreiten hat man im Winter dieses so eingefrorene Salz an die Oberfläche ausblühen sehen. Arctowski[1]) hat diesen Sublimationsvorgang im Eise vor Alexander I.-Land genauer beobachtet; ebenso Weyprecht[2]), der diese Ausblühung schon wenige Stunden nach dem Gefrieren beginnen sah: die Kristalle schießen büschelweise beisammen stehend an einzelnen Stellen hervor, wachsen mehrere Zentimeter lang und werden rasch häufiger, so daß die glatte Oberfläche des jungen Eises bald einer überreiften Wiese gleicht. Indem die feinen Eisnadeln, die an ihrer Spitze die Salzkristalle tragen, immer dichter aneinander rücken, bilden sie nach 24 Stunden eine mattweiße Schicht, die der Uneingeweihte für frischen Schnee halten könnte. Die sibirischen Elfenbeinsammler, die im Frühjahr vom Festland nach den Neusibirischen Inseln hinüberfahren, verwenden das ausgeblühte Salz zu Speisezwecken und nennen es *Rassol*

Fig. 67.



Schnitt senkrecht gegen die Eisplättchen des Meereises zur Verdeutlichung der Kornstruktur. Stanniolabdruck in natürl. Größe. (Nach E. v. Drygalski.)

[1]) Petermanns Mitt., Ergh. 144, 1903, S. 76; Abbildung auch in Geogr. Journal 1901. Bd. 18, S. 383.

[2]) Metamorphosen des Polareises, Wien 1879. S. 57.

(Lake oder Sole), daher dann die ganze Erscheinung ihren Namen empfangen hat.

Das Verhalten der im Seewasser gelösten Salze beim Vorgange des Gefrierens ist sehr merkwürdig, und da sich daran gewisse ozeanographisch bedeutsame Folgerungen knüpfen lassen, muß hier näher darauf eingegangen werden.

Wenn eine einfache verdünnte Salzlösung unter ihren Gefrierpunkt abgekühlt wird und zu gefrieren beginnt, so haben wir nebeneinander festes Eis, festes Salz und die Lösung. Bei weiterer Temperaturabnahme gibt die Lösung immer mehr Eis und Salz her, bis bei einer sehr niedrigen Temperatur nur noch ein Konglomerat von Eis- und Salzkristallen vorhanden ist. Das ist das sogenannte *Kryohydrat*, und die zugehörige Temperatur heißt die *eutektische*. Nun stellt sich heraus, daß, ebenso wie beim Abdampfen des Seewassers, auch beim Gefrieren die verschiedenen Salzkomponenten, wegen ihrer verschiedenen eutektischen Temperatur, sich in einer bestimmten Reihenfolge abscheiden, die allerdings hierbei eine andere ist, als beim Abdampfen (S. 223). Auf diesen selektiven Vorgang hat zuerst Otto Pettersson (1883) aufmerksam gemacht. Die eutektische Temperatur ist am höchsten beim Natriumsulfat mit —0.7°, dann folgt Kaliumchlorid mit — 11.1°, Natriumchlorid mit — 21.9°, sodann Magnesiumchlorid mit — 33.6° und Calciumchlorid mit — 55°. Beim Gefrieren fällt also nicht Gips (Calciumsulfat), sondern Natriumsulfat zuerst aus. Die Versuche W. E. Ringers[1]) ergeben, daß schon vor diesem eine Abscheidung des kohlensauren Kalkes beginnt, worin ein Hinweis darauf liegt, daß das Seewasser an diesem ungefähr gesättigt ist (S 319). Jedoch zeigt sich auch bei diesem Gemisch verdünnter Salzlösungen, als die wir das Seewasser aufzufassen haben, die nicht gerade überraschende Tatsache, daß infolge der Anwesenheit der anderen Salze die Abscheidung des Natriumsulfats nicht bei der eutektischen Temperatur — 0.7° der einfachen Lösung eintritt, sondern im Seewasser erst bei — 8.2°; bei weiter erniedrigter Temperatur ist die Abscheidung zuerst sehr rasch, dann langsamer. Analytisch läßt sich der Prozeß am leichtesten und sichersten durch Bestimmung der Schwefelsäure (SO_3) in der Mutterlauge bei fortgesetzter Temperaturerniedrigung verfolgen. Indem Ringer das Verhältnis der Schwefelsäure zum Chlorgehalt feststellte, erhielt er folgende Reihe:

Fig. 68.



Kornstruktur des Gletscherreises von einem Eisberge. Natürl. Größe. (Nach A. Hamberg.)

Temperatur	—8.2°	—9°	—10°	—12°	—15°	—20°	—25°
SO_3 : Cl =	0.118	0.080	0.053	0.036	0.024	0.012	0.007

[1]) Verhandelingen uit et Rijksinstituut voor het onderzoek der zee. I. Deel. 1906. Die ältere Literatur ist gut bei O. Pettersson, On the properties of water and ice, in Vega Exped. Vetenskapl. Iakttagelser. Bd. II, Stockholm 1883, p. 301.

Wenn neues Seewasser durch Poren und Höhlen des Eises hinzukommt, so wird ihm immer mehr Sulfat entzogen; die übrigbleibende Mutterlauge ist dann relativ um so reicher an Chlor. Tritt jedoch eine Erhöhung der Temperatur über — 8° ein, so wird das Natriumsulfat wieder in Lösung gehen, was also regelmäßig der Fall ist, wenn das Eis schmilzt. Dies geschieht nun selten an derselben Stelle, wo es entstanden ist; in der Regel wird es durch die Meeresströmungen weithin verfrachtet und außerhalb der Polarräume schmelzen. Hierbei gibt es dann die eingeschlossenen Sulfatkristalle an das umgebende Seewasser in Lösung, und stellt man in diesem den Gehalt an Schwefelsäure fest, so erweist er sich als stark über dem normalen. Auch diese Tatsache ist zuerst von Otto Pettersson erkannt worden, der dann auch darauf hinwies, daß eine Anreicherung an Schwefelsäure ein ozeanographisches Kennzeichen für Zumengung von Eisschmelzwasser bedeutet, wie umgekehrt ein unternormaler Gehalt an SO_3 beweist, daß das Meerwasser Eis hergegeben haben muß, worin ihm das Sulfat entführt ist. —

Ringers Experimente ergaben, daß die Schwefelsäure in der Tat als Natriumsulfat herausfällt, und zwar mit der fortschreitenden Abnahme der Temperatur in steigender Menge. So fand er, daß in 1000 g eines Seewassers von 35.05 Promille Salzgehalt bei fortgesetzter Abkühlung das Verhältnis des flüssigen zum festen Teil, und im letzteren das Na_2SO_4, in Gramm betrug:

Bei Temperatur . . . . =	—5°	—8.2°	—10°	—15°	—23°
Flüssig . . . . =	429.5	281.5	234.0	186.1	134.9
Fest . . . . =	570.5	718.5	766.0	813.9	865.1
Darin Na_2SO_4 . . . . =	0.0	0.0	1.84	3.09	3.68

Aus Meereis erhaltenes Schmelzwasser zeigte die entsprechende Erhöhung des Schwefelsäuregehaltes sehr deutlich: Das normale Verhältnis von $SO_3 : Cl$ in Seewasser ist = 0.115 (vergl. S. 219). In Meereis, das bei — 15° gefroren war, erhob es sich auf 0.161, in bei — 20.4° gefrorenem zu 0.277. Entsprechend wuchs auch der Natriumgehalt ($Na_2O : Cl$) von 0.78 auf 0.84, während er in normalem Seewasser = 0.74 ist. Die Versuche zeigten weiter, daß der Gehalt an Magnesia (MgO) und Kalk (CaO) bis — 23° hinab normal bleibt. Bei — 23° beginnt das Chlornatrium auszufallen, kann aber im Eise nicht bei einer höheren Temperatur als — 21.8° (der eutektischen) in festem Zustande verbleiben, indem es dann wieder in Lösung geht. Örtliche Unterschiede werden bei einem so kleinen Temperaturintervall also keinen Bestand haben. Wohl aber konnte Ringer darauf hinweisen, daß der Calciumgehalt der Mutterlaugen ein gutes Merkzeichen für hochpolares Wasser abgibt: das Verhältnis des Kalks zum Chlor erhebt sich in einer Mutterlauge von — 30° auf das Doppelte des normalen Werts, da dann schon reichliche Mengen von Natriumchlorid auskristallisiert sind. In normalem Seewasser ist das Verhältnis $CaO : Cl = 0.030$; in Mutterlaugen von — 30° fand Ringer es = 0.064, bei solcher von — 40° = 0.106; das geschmolzene Eis ergibt dann einen um so kleineren Calciumgehalt. Bei diesen niedrigen Temperaturen ist nicht viel Mutterlauge mehr übrig: bei — 30° lieferten 1000 g Seewasser von 35.05 Promille schon 956.05 g feste Masse und nur 43.95 g flüssigen Rest; von der festen Masse waren 931.9 g Eis, 20.23 g Chlornatrium und 3.95 g Natriumsulfat, dazu etwas kohlensaurer Kalk. Von der Mutterlauge aber waren in Promille: Magnesiumchlorid 117.0, Natriumchlorid 81.9, Calciumchlorid 24.8, Kaliumchlorid 14.8, Kaliumbromid 2.2, Natriumsulfat 0.9. — So niedrige Temperaturen, daß das Meerwasser ohne Rest erstarrt, dürften kaum oder nur sehr selten vorkommen. Ringers Versuche gingen bis — 53°, wo das Eis noch

breiig war, und die Mutterlauge in Promille enthielt: Calciumchlorid 257, Magnesiumchlorid 25, Natriumchlorid 12, Kaliumbromid 20, Natriumbromid 3; die eutektische Temperatur des hier vorherrschenden Calciumchlorids (— 55°) war noch nicht erreicht.

Will man diese experimentell gewonnenen Vorstellungen an der Hand der vorliegenden Seewasseranalysen prüfen, so trifft man auf große Schwierigkeiten. Es finden sich zwar Angaben für die relativen Anteile der Schwefelsäure am Salzgehalt (oben S. 219 f.), aber die älteren Bestimmungen von Forchhammer sind nach der benutzten Methode nicht einwandfrei, die neueren von Dittmar, Schmelck, Pettersson, Hamberg ihrer Zahl nach viel zu beschränkt, um aus ihren Einzelbestimmungen deutliche Hinweise auf Schmelzwasserwirkung zu entnehmen; das muß zukünftigen Massenbeobachtungen vorbehalten bleiben. Dabei wird übrigens noch die richtige Ordnung des Materials wohl zu überlegen sein. Inmitten der Treibeis führenden Ströme bei Spitzbergen oder Grönland ist teils Schwefelsäure dem Seewasser entzogen und im Eise aufgespeichert, teils ist Eis wieder geschmolzen und hat die Schwefelsäure an das umgebende Wasser abgegeben. Deshalb hat schon Pettersson empfohlen, solche Meeresteile aufzusuchen, wo alles Treibeis geschmolzen ist und kein Gefrierprozeß mehr störend eingreift. Das würde östlich von der Neufundlandbank und im europäischen Golfstromgebiet der Fall sein. Schmelck ordnete seine Wasserproben aus dem europäischen Nordmeer nach der geographischen Breite und wollte eine besondere Anreicherung südlich vom Polarkreise wahrnehmen. Er fand nämlich[1]):

Breiten . . . . =	80°—71°	71°—66°	66°—62°
Mittlerer Chlorgehalt (Prom.) .	19.29	19.37	(19.585)
„ Schwefelsäuregeh. „ .	2.208	2.210	2.223
Verhältnis 100 (SO_3 : Cl) . .	11.45	11.41	11.35

Die absoluten Gehalte in Promille zeigen in der Tat eine deutliche Zunahme mit der abnehmenden Breite, da aber der mittlere Salzgehalt gleichfalls nach Süden hin wächst, werden die Relativzahlen (im Vergleich zum Chlorgehalt) gerade umgekehrt in niederen Breiten kleiner. Schmelck hat hier alle analysierten Proben zusammengeworfen ohne Rücksicht darauf, ob es sich um Oberfläche oder Zwischentiefen oder Bodenwasser handelt; im Nordmeerwasser ist aber sicherlich in allen Tiefen Wasser aus geschmolzenem Eis enthalten. Auch aus Hambergs wenigen Analysen ist kein deutlicher Unterschied zu erkennen[2]). 6 Proben von der Oberfläche im Treibeise ergaben ihm einen Schwefelsäuregehalt von 1,8997 Promille; 5 andere aus dem atlantischen Unterstrom 2,2077; die Relativzahlen 100 (SO_3 : Cl) waren also für das Treibeiswasser 11.499, für das Tiefenwasser 11.482, so daß der Zuwachs für das erstere unbedeutend wird. Eine sehr geringe Steigerung ergibt sich auch aus Analysen, die Makaroff durch Rob. Irvine in Edinburgh an Wasser von geschmolzenen Treibeisstücken und aus Schmelzwasserlachen vom Packeis nordwestlich von Spitzbergen hatte ausführen lassen[3]): drei Eisstücke ergaben 10.84, 11.97 und 11.93; die Schmelzwasserlachen im einen Falle nur 10.88, im anderen aber 12.80. Dagegen lieferte ein Eisstück, das Hamberg schmolz, ihm nur 0.05 Promille

[1]) Norske Nordhavs Exp. Chemi, Kristiania 1882, p. 13. Der eingeklammerte Chlorwert ist aus dem allein angegebenen spezifischen Gewicht von mir interpoliert.

[2]) Bih. K. Sv. Akad. Vet. Handl. Stockholm 1885, Bd. 10. Nr. 13, p. 14.

[3]) Makaroff, Jermak wa ljedach, p. 459 (die auf p. 452 gegebenen Chlorwerte enthalten irgend einen Fehler).

Chlor, aber 0.0287 SO_3, d. i. eine Relativzahl von 57.4, also 5mal mehr als für Seewasser normal ist. Nansen, der einige Proben Seewasser aus dem Nordpolarbecken analysieren ließ, erhielt[1]) als Relativzahl 11.50. Das allgemeine Mittel ist nach Forchhammer 11.88, Schmelck 11.46, Dittmar 11.576, Hamberg 11.485, Pettersson 11.70. Hieraus läßt sich zunächst noch nichts Entscheidendes entnehmen.

Bei dem Gefrieren von lufthaltigen Flüssigkeiten findet den eben geschilderten Vorgängen analog auch eine Abscheidung der gelösten Gase statt. Eis aus Wasser, das vor dem Gefrieren mit Luft gesättigt war, zeigt daher diese abgeschiedenen Gase in Gestalt von Luftbläschen, die sich zwischen den Kristalloiden in unregelmäßiger Weise anordnen. Nach den wenigen vorliegenden Versuchen an Süß- und Meerwasser, die H. G. Maw und Gustav Karsten ausgeführt haben[2]), ergibt sich, daß bei langsamem Gefrieren Luft ausgeschieden wird, die sich dem übrigbleibenden Wasser mitteilt, so lange bis es davon gesättigt ist; dann tritt Blasenbildung auf. Ob hierbei ein selektiver Prozeß stattfindet, indem Sauerstoff, Stickstoff und Kohlensäure in verschiedenen Mengen abgeschieden werden, bedarf näherer Untersuchung, wie überhaupt das ganze Problem. Nach einem von A. Hamberg ausgeführten Experiment war die in einem Treibeisstück in Blasen enthaltene Luft nicht so zusammengesetzt, wie die Luft des Seewassers (34 Prozent Sauerstoff), aber auch nicht wie die der Atmosphäre (21 Prozent O_2), sondern der Anteil des Sauerstoffs stand zwischen den in genannten Medien vorhandenen Werten mit 24 bis 26 Prozent (s. Fig. 66, S. 501 die zahlreichen Luftblasen).

Die Eisbildung im Meer schreitet auch unter günstigen Umständen nicht ins Ungemessene fort, sondern dem Entstehen viele Meter mächtiger Eisdecken stellen sich alsbald starke Hindernisse in den Weg. Zunächst muß durch die Ausscheidung der Salze das unter der zuerst gebildeten Eisschicht liegende Wasser angereichert werden, wobei sich seine Gefriertemperatur erniedrigt. Sodann wirkt das Eis selbst als ein schlechter Wärmeleiter ungünstig auf die Weiterführung der Kälte in die Tiefe hin. J. Stefan[3]) hat diese Vorgänge unter allerdings sehr vereinfachenden Voraussetzungen genauer analysiert. Indem er eine ausgedehnte Wassermasse annahm, deren Temperatur gleichmäßig die ihres Gefrierpunktes, aber von oben her stetiger und starker Abkühlung ausgesetzt sein sollte, zeigte die Rechnung, daß die Dicke des Eises, das sich nach der Zeit z gebildet hat, der Quadratwurzel sowohl aus dieser Zeit proportional ist, wie auch aus der mittleren Temperatur während dieser Zeit, die Temperatur vom Gefrierpunkt abwärts gerechnet. Ist h die Dicke des Eises (in Zentimetern), k das Wärmeleitungsvermögen, λ die latente Schmelzwärme des Eises, σ die Dichte und c die spezifische Wärme desselben, t die erwähnte durchschnittliche Temperaturerniedrigung und τ die Temperatur an der Oberfläche des Eises am Ende der Zeit z, so besteht die Beziehung:

$$h^2\left(1+\frac{\tau}{3\lambda}\right)=\frac{2\,k\,z}{\lambda\,\sigma}.$$

Am Ende einer winterlichen Gefrierperiode wird die Oberflächentemperatur $\tau = 0^0$ und fällt dann der ganze Faktor in der Klammer aus.

---

[1]) Oceanogr. of the North Polar Basin p. 218.

[2]) Nature 1886, Bd. 35, p. 325; Wissenschaftl. Meeresuntersuchungen der Kieler Kommission N. F. Bd. 1, 1896, S. 176.

[3]) Sitzungsber. Kais. Akad. d. Wiss. Wien 1890, Bd. 98, 2a, S. 965.

Um diese Formel anzuwenden, müssen die physikalischen Konstanten bekannt sein; soweit sie für das Meereis bestimmt sind, mögen sie hier aufgeführt werden.

Das spezifische Gewicht (σ) des reinen Eises ist nach den besten Messungen (von Bunsen) $S^{0°}_{4°} = 0{,}9167$ zu setzen; für das Meereis ergibt es sich aus der Eintauchung der in Seewasser von bekannter Dichte schwimmenden Schollen. Nachdem schon Scoresby (1820) und nach ihm viele andere Polarfahrer Angaben beigebracht haben, hat dann Makaroff[1]) im Treibeise nordwestlich von Spitzbergen eine größere Anzahl von Messungen ausgeführt, aus denen folgende Beispiele ausgewählt sind, bei denen es sich um einfache Schollen ohne Schneebedeckung handelt; die Dichte $S^{t°}_{4°}$ des Seewassers war $= 1{,}0268$.

Proben	1	2	3	4	5
Höhe über Wasser (cm) . .	20	25	18	10	15
Höhe unter Wasser (cm) . .	163	181	157	142	132
Höhe unter Wasser Proz. .	89.1	87.9	89.7	93.4	89.8
Spezifisches Gewicht . . .	0.915	0.903	0.921	0.959	0.922

Wie nicht anders zu erwarten, ergeben sich große Schwankungen; in Makaroffs Beobachtungen finden sich auch Werte unter 0.9 bis 0.85 herab. Man wird aber wohl $\sigma = 0.92$ als brauchbaren häufigsten Wert betrachten dürfen. In den antarktischen Gewässern dürfte diese Größe bei der dort reichlicher in den Schollen eingeschlossenen Menge des Seewassers zu erhöhen sein auf 0.95 oder mehr.

Die latente Schmelzwärme des aus reinem Wasser gebildeten Eises liegt nach den zahlreichen neueren Bestimmungen[2]) zwischen 75 und 80.3 cal. Nach O. Petterssons[3]) Experimenten zeigt nun aber das Seewassereis ein davon ganz abweichendes Verhalten: die Schmelzwärme ist viel kleiner und zwar um so mehr, je salzhaltiger das Seewasser war, aus dem das Eis entstand. In erster Annäherung ließen sich für Temperaturen zwischen — 6° und — 9° folgende Schmelzwärmen nach Pettersson annehmen:

Salzgehalte (Prom.)	0	10	20	30	35	40
Schmelzwärme (cal.)	77	67.5	60.5	54.5	52	49.5

Die spezifische Wärme des reinen Eises (aus reinem Wasser) ist nach den neueren Messungen = 0.502 (nach Pettersson); ob dieser Wert ebenso für Meereis gilt, ist noch unbekannt. Die thermische Leitfähigkeit des Eises aus reinem Wasser wird sehr verschieden angegeben[4]); eine Gruppe von Physikern (Neumann, Straneo, Mitchel) setzen sie = 0.005, eine zweite Gruppe (Forbes, de la Rive) nur halb so groß = 0.0022 bis 0.0023. Für Seewassereis liegt überhaupt keine Untersuchung vor.

---

[1]) Jermak wa ljedach p. 395 ff., 414 ff.
[2]) Landolt u. Börnsteins Physikal.-Chem. Tabellen, Berlin 1905, S. 470.
[3]) Vega Expedit. Vetenskapl. Iakttagelser. Bd. 2. p. 314.
[4]) Landolt u. Börnstein a. a. O. S. 508. Archives des sciences phys. 19, 1864, p. 137.

Unter diesen Umständen wird sich der von J. Stefan eingeschlagene Weg empfehlen, aus vorhandenen Beobachtungen des Wachstums von Eisdecken im Meer die obige Gleichung in der Form aufzulösen, daß man $h^2 = Atz$ setzt und die Konstante A bestimmt. Ist dies geschehen, so kann man aus $A = 2k : \lambda\sigma$ einen angenäherten Wert für k (das Wärmeleitungsvermögen) aufstellen. Aus zahlreichen Beobachtungsreihen[1]) von englischen Expeditionen im amerikanisch-arktischen Archipel (1829 bis 1853) und den Temperaturmessungen während der zweiten deutschen Nordpolfahrt (1869—1870) mit zusammen rund 50 Einzelbestimmungen vermochte Stefan einen Mittelwert für $A = 10.092$ zu berechnen, wobei der Tag als Einheit für die Zeit (z) gilt. Setzen wir diesen Wert in die obige Gleichung ein und weiter $\sigma = 0.92$, $\lambda = 52$, so ergibt sich $k = 0.0028$ (für qcm und sec.) als thermischer Leitungskoeffizient, was nur als erste Annäherung zu gelten hat. Der hier gewonnene Koeffizient reiht sich also den von Forbes und de la Rive für das reine Eis angegebenen der Größenordnung nach an. Im übrigen zeigt sich, daß hierin das ozeanische Wasser von seinem Eise um das Doppelte übertroffen wird (oben S. 280).

Die Formel $h^2 = 10.092\, tz$ gestattet, uns unter den vorher ausgesprochenen vereinfachenden Annahmen die Wirkung mehr oder weniger intensiver und lang andauernder Frostperioden leicht klar zu machen. Für eine durchschnittliche Erniedrigung der Temperatur unter den Gefrierpunkt des Seewassers um 5° erhalten wir für eine Frostperiode von 100 Tagen eine Eisdicke von 71 cm, für 200 Tage aber von 100 cm. Beträgt die Temperaturerniedrigung 20°, so hätten wir nach 100 Tagen eine Eisstärke von 142, nach 200 Tagen von 201, nach 300 Tagen von 246 cm. Bei einer Erniedrigung der Temperatur um 50° aber erhielten wir nach 100 Tagen Eis von 225, nach 200 Tagen von 318, nach 300 Tagen von 389 cm. Aber die der Formel zu Grunde liegenden Voraussetzungen werden, wie gleich zu zeigen ist, in der Natur nicht erfüllt sein; jedoch wäre eine Schlußfolgerung, daß einwinterige Schollen kaum mehr als 2, höchstens 3 m Dicke erreichen dürften, mit den Aussagen erfahrener Polarforscher im Einklang. Wenigstens für die Nordpolarregionen haben sich Fr. Nansen und E. v. Drygalski so geäußert, während der letztere dem einwinterigen Eise der antarktischen Meere kaum 1 m bis höchstens 1½ m zugesteht[2]). Dieser Unterschied zwischen beiden Polarregionen beruht ebensowohl auf den niedrigeren Temperaturen der arktischen Regionen, wie auf dem geringeren Salzgehalt des Meerwassers. Im allgemeinen sind unmittelbare Beobachtungen solcher einwinterigen Eisbildungen selten, da das Eis auch an den Küsten und in den Fjorden stets in Bewegung ist und daher wie durch die häufigen Schneefälle, die eine schützende Decke liefern, der Gefrierprozeß leicht an regelmäßigem Fortschreiten gehindert wird. Vor allem aber kommt überall auch die Unterlagerung durch wärmere Schichten in Betracht, die also von unten her ihre Wärme gegen die Unterfläche des Eises wirken lassen. Wenn das Eis eine gewisse Dicke erreicht hat, tritt so ein Gleichgewicht zwischen der Auskühlung von oben und der Wärmezufuhr von unten her ein, und infolge

---

[1]) Vollständig wiedergegeben in Ann. d. Hydr. 1881, S. 1.

[2]) Zum Kontinent des eis. Südens S. 368.

davon wächst das Eis nicht mehr. So beobachtete Drygalski im Kleinen Karajakfjord, daß die Eisdecke im Winter 1892 auf 1893 seit dem 2. Dezember, wo sie entstand, sehr rasch (bis zum 20. auf 25.4 cm), dann langsamer anwuchs und am 19. Februar 56.4, am 22. März 73.0 cm erreichte, worauf sie sich in dieser Dicke bis Ende Mai erhielt (28. Mai noch 72.0 cm), dann aber im Juni rasch zu zersetzen begann. In einem benachbarten Süßwassersee war der Gang des Gefrierens ähnlich, aber die größte vom Anfang April bis Ende Mai festgehaltene Dicke doppelt so groß (140 bis 150 cm).

Gestört werden die Strahlungsbedingungen regelmäßig durch die in allen Jahreszeiten auftretenden Schneefälle, die einen besonders schlechten Wärmeleiter zwischen Eis und Luft einschalten; denn der Koeffizient für die Wärmeleitung in Schnee ist nur $^1/_{10}$ des für das Eis geltenden. Je nach der Dichtigkeit des Schnees schwankt der kalorimetrische Koeffizient von 0.000 28 für eine Dichtigkeit von 0.18 und 0.000 51 für eine solche von 0.24, und erst bei sehr alten in Firn übergehenden Schneemassen (Dichtigkeit über 0.8) wird der Koeffizient ebenso groß, wie beim Eise[1]). Hieraus ergibt sich der große Schutz, den Schneedecken dem unterlagernden Eise gegen das Eindringen der niedrigsten Kältegrade gewähren.

Einer besonderen Komplikation sind die Eisdicken im Bereiche der großen Eistriftströme des Nordpolarbeckens unterworfen, wie Nansens und seiner Gefährten Beobachtungen auf der Framtrift ergeben haben: die Eisschollen wuchsen auch in den Sommermonaten stark weiter[2]). Eine beim Schiffe gemessene Scholle hatte am 10. April 1894 eine Dicke von 231 cm, am 5. Mai 245, 9. Juni 258, 10. Juli 276 cm, obwohl sie zuletzt an der Oberfläche mit großen Süßwassertümpeln bedeckt war. Nansen schiebt das mit Recht der sommerlich sich bildenden Schmelzwasserschicht zu, die durch das Schmelzen des Schnees auf dem Eise entsteht und in dessen Spalten absinkt, um eine bis 3 m mächtige fast salzfreie Schicht zu liefern. Da darunter aber salziges Seewasser mit einer Temperatur von —1.5° lagerte, fror das Tauwasser an der Unterfläche der Scholle. Auf diese Weise wuchsen die Schollen, in denen Fram festsaß, stetig, je weiter nach Westen die Trift ging, und erst im Ostgrönlandstrom werden diese Schollen schließlich zerstört.

Unterstützt wird dieser Ansatz von Süßwassereis an der Unterfläche der Schollen durch die niedrige Temperatur, die im Innern des Eises selbst auch im Sommer bestehen bleibt. Wir haben darüber nicht nur die Temperaturmessungen von der Framtrift, sondern auch von Makaroffs Vorstoß ins spitzbergische Treibeis. Die Messungen von Nansen und Scott Hansen hat H. Mohn[3]) in umfassender Weise bearbeitet; die Beobachtungsreihen umfassen die Zeit vom April 1894 bis Juni 1896 und übertreffen an Vollständigkeit alle und auch wohl an Sorgfalt die meisten früheren. Ich gebe in der nachstehenden Übersicht einen Auszug aus der die (ausgegliche-

[1]) Vergl. Landolt u. Börnstein a. a. O. S. 508. Meteorolog. Zeitschr. 1906, S. 556.

[2]) In Nacht und Eis Bd. 1, S. 365. Auch Weyprecht ist dies nicht entgangen, Metamorph. S. 101.

[3]) The Norwegian North-Polar-Exp. vol. 6, Meteorology, 1905, Kristiania, p. 562.

nen) Mittelwerte für die einzelnen Monate in den Eistiefen von je 40 cm Abstand darstellenden Tabelle Mohns.

Temperaturen im Innern des Treibeises (1894/96).

Tiefe (cm)	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
40	—23.9	—23.8	—20.5	—15.1	—8.9	—3.6	—0.5	—0.6	—3.9	—9.3	—15.5	—20.8
120	—16.1	—17.0	—15.6	—12.3	—8.0	—3.9	—1.0	—0.05	—1.4	—4.7	—9.0	—13.1
200	—10.6	—11.7	—11.3	—9.9	—6.7	—3.7	—1.4	—0.2	—0.6	—2.0	—5.3	—8.2

Vergleicht man die Temperatur der Luft mit der gleichzeitigen des Eises in seiner Oberschicht, so zeigt sich das Eis immer wärmer, als die Luft. Es beruht das sowohl auf der schlechten thermischen Leitfähigkeit der meist vorhandenen Schneedecke, wie vornehmlich auf der stets wirksamen Zufuhr von Wärme von unten her, die besonders für die Wintermonate unmittelbar aus der Tabelle abzulesen ist. Im August, September und Oktober ist das Eis auch wärmer als das Wasser, das im ganzen Jahre ungefähr eine konstante Temperatur von — 1.5° bis — 1.7° aufweist. In den Monaten von Oktober bis Anfang Juli ist das Wasser wärmer als das Eis; dieses kann daher auf Kosten des Wassers dann wachsen. Aus der Tabelle sieht man, wie im Herbst und Winter die obere Eisschicht Wärme ausstrahlt und so ihr Wärmegehalt abnimmt, und da die tieferen Schichten dann eine höhere Temperatur besitzen, entsteht ein Wärmestrom gegen die Oberfläche hin, welcher durch die relativ immer höhere Temperatur des unterlagernden Wassers vom November an fortschreitend verstärkt wird. Dadurch wird verhindert, daß auch die tiefsten Schichten des Eises auf so niedrige Temperaturen ausgekühlt werden, wie die oberste. Der von oben eindringende Kältestrom läßt schon im März nach, so daß das unterlagernde warme Wasser in 2 m Tiefe die Eistemperatur schon ansteigen läßt. Bei höher steigender Sonne wird der Kältestrom von oben her immer unwirksamer, die Wärmezufuhr von unten her erfolgreicher; statt der winterlichen Anothermie haben wir dann im Juni Homothermie um — 3.5° herum. Dann aber macht sich die Sonnenwärme von oben her als eine energische, die Ausstrahlung gegen den Weltenraum überwiegende Heizung geltend, die im Juli Anothermie bewirkt, ihren Einfluß in die Tiefe aber nur verzögert ausübt, so daß erst am Sommerende die unterste Schicht ihr Temperaturmaximum erlangt. Die genauere graphische Darstellung zeigt noch deutlicher, als die Tabelle, wie im August das Innere des Eises in einer Tiefe von 120 cm sein Maximum (mit — 0.05°) erreicht und von hier aus die Temperatur nach oben wie nach unten hin abnimmt, so daß dann vorübergehende Mesothermie besteht. Im September ist alles kälter geworden, und die winterliche Kathothermie entschieden vorhanden.

Als Makaroff[1]) im Juni und Juli 1899 Eisschollen an Bord seines Eis-

[1]) Jermak wa ljedach p. 414 f. — Vergl. auch Arçtowski Erg. Heft 144 zu Petermanns Mitt. S. 40—43 für antarktisches Eis, das in 40 cm Tiefe —1.7° zeigte.

brechers hob und deren Innentemperaturen maß, ergab sich allgemein eine deutliche Abnahme gegenüber der Oberfläche: in 120 cm Tiefe fand er verschiedentlich — 1.2°, auch im Juli noch einmal — 1.3°.

Eine weitere Komplikation im Wachstum der Schollen ergeben die Schneefälle. Schon in den arktischen Meeren führt die Schneebedeckung stellenweise, insbesondere auf rauheren Schollenflächen, wo sich die Eisnadeln unter dem heftigen Druck der Winterstürme ineinander pressen und einen festen zu Quadern zerschneidbaren Schnee liefern, oder wo im Herbst großflockiger Schnee gefallen ist, zu einer starken Belastung der Schollen, die dann tiefer einsinken; Makaroff maß im Sommer, Weyprecht im Frühling bis zu 30 cm hohe Schneedecken. Ungleich wichtiger aber sind die Schneefälle für das antarktische Scholleneis. Die deutschen Forscher an Bord des Gauß beschreiben uns, wie unter der stetig steigenden Schneelast die auf dem Eise neben dem Schiffe errichteten Beobachtungshäuser unvermutet rasch mit den Schollen hinweg sanken, so daß die Instrumente durch von unten her eindringendes Seewasser gefährdet wurden. Das Messen der Schollendicken ergab dabei, daß der Zuwachs fast ausschließlich durch Schneehäufung von oben erfolgte, während an der Unterfläche im Gegenteil ein geringer Abgang beobachtet wurde. E. v. Drygalski[1]) schreibt dieses teils dem Abschmelzen im wärmeren Wasser zu, teils aber auch einem Abbröckeln des Eises, das unter der örtlich verschiedenen Belastung zerbricht. Der mit dem sehr kalten Oberflächenwasser in Berührung kommende Schnee muß dann gefrieren, und auf diese Weise kommen schwammig-zellige Eisschichten in den Schollen zu stande, wie sie Arçtowski beschreibt[2]). Es ist aber aus des letzteren Angaben kaum zu bezweifeln, daß auf alten Schollen der Schnee auch verfirnt und eine blaue sehr harte Eisschicht, die sich meist über der Wasserlinie befindet, bilden kann.

Das führt uns von den aufbauenden Prozessen hinüber zu den umformenden und zerstörenden.

Größere Eisflächen werden durch die vereinte Wirkung des Windes und des Seegangs und — über seichterem Wasser — des Gezeitenstromes vom Rande aus zerbrochen und in einzelne Schollen zerlegt. Diese werden dann vom Wind erfaßt und in drehender Bewegung gegeneinander gestoßen, da ihr Schwerpunkt zumeist seitlich vom Mittelpunkt der Masse liegt. Hierbei werden die Ränder der Schollen abgerundet und aufgebogen, auf welche Weise das in den Randgebieten so typische Pfannkucheneis zu stande kommt. Die heftigen Stürme werfen und schieben die Schollen aber auch auf- und untereinander, Schneefälle verdecken und verkitten die Unebenheiten, so daß sich in den inneren Teilen des Nordpolarmeeres dann das der Schiffahrt ein Halt gebietende Packeis entwickelt, das sich meist aus mehreren übereinander geschichteten Lagen von Eis, mit Wasser in den Zwischenräumen zwischen den Stockwerken, aufbaut. Seine Oberfläche ist besonders uneben, und der heftige Druck der Winterstürme sorgt dafür, daß es immer von neuem an der einen Stelle zusammengeschoben, gepreßt und umgelagert, an der anderen auseinander gezerrt und durch

[1]) Zum Kontinent des eisigen Südens S. 368.
[2]) Petermanns Mitt. Erg.-Heft 144, S. 99.

das in den entstandenen Waken rasch und mächtig anwachsende Jungeis wieder verbunden wird. Aus den berühmten Schilderungen von Weyprecht und Nansen kennt man diese gefürchteten Eispressungen und -schraubungen, die die Eisdecke weithin erdröhnen und knirschen lassen und denen kein Schiff widersteht, wenn es nicht so gebaut ist, wie Nansens Fram, so daß es vom Eisdruck leicht in die Höhe gehoben wird und dann auf den Schollen sitzt.

Diese Pressungen scheinen aber nicht nur durch Winddruck allein zu entstehen, der dann oft in große Ferne hin zu wirken hätte, sondern es ist auch die winterliche Abkühlung des Eises an seiner Oberfläche daran beteiligt. Das Meereis hat, wie Otto Pettersson[1]) zuerst nachwies, die paradox erscheinende Eigenschaft, sich bei Abkühlung nicht so wie alle anderen Körper zusammenzuziehen, sondern im Gegenteil sich auszudehnen. Man weiß vom reinen Süßwassereise, daß es, nach seiner Bildung bei 0° weiter abgekühlt, ebenfalls zunächst eine kleine Vergrößerung seines Volums aufweist; aber von — 0.3° an verhält es sich bei weitgehender Temperaturerniedrigung normal und verringert sein Volum. Nach Petterssons Messungen vergrößert Seewassereis, unter seine Gefriertemperatur weiter abgekühlt, sein Volum zuerst rasch, dann von — 10° ab langsamer, um bei — 20° ein ungefähr konstantes Volum festzuhalten; für noch niedrigere Temperaturen fehlen Beobachtungen. Man darf dieses auffällige Verhalten auf das eingeschlossene Seewasser zurückführen. Wird die Temperatur erniedrigt, so friert aus diesem immer neues Eis aus, was mit einer Volumzunahme verbunden ist, die zunächst die normale Zusammenziehung des schon vorhandenen festen Eises übertrifft, bis sich dann beide Wirkungen bei etwa — 20° das Gleichgewicht halten. So kann es geschehen, daß in den scharfen Winterfrösten auch bei ganz ruhigem Wetter die Eisdecke sich in ihrer Oberschicht ausdehnt und heftige Pressungen erzeugt.

In den antarktischen Eisgebieten, die kein landumrahmtes Becken erfüllen, wie das Arktische Mittelmeer ist, sind diese Eispressungen allem Anscheine nach seltener und erheblich schwächer. Es kommt auch dazu, daß das antarktische Eis an sich weniger fest ist, teils weil es zu einem großen Teile aus Schnee entstanden ist, teils weil es reichlicher Seewasser in sich aufgenommen hat. Das nordpolare Eis ist nach allem, was darüber vorliegt, spröder und zerbricht leichter, während das antarktische nicht selten unter Druckwirkungen Falten und Flexuren bilden kann[2]). Deshalb ist die unter dem sibirischen Namen des Toroß bekannte Auftürmung von Schollen zu Höckern, Hügeln und Dämmen bis 5, ja 6 m Höhe im antarktischen Packeise lange nicht so verbreitet. Makaroff, der die Toroßbildung nordwestlich von Spitzbergen genauer untersucht hat, fand, daß der nach oben aufgebauten Masse eine Schollenanhäufung von noch größerem Volum unter Wasser entspricht, deren Tiefen in einigen Fällen zu messen gelang[3]); sie betrug mindestens 4, höchstens 13 m.

---

[1]) Vega Exp. etc. p. 299 und Ringer a. a. O. S. 9.

[2]) Arçtowski im Geogr. Journal Bd. 18, S. 384 gibt gute Abbildungen davon. Ebenso in Petermanns Mitt. Erg.-Heft 144, S. 107. Übrigens kennt auch Drygalski solche Faltungen in grönländischem Fjordeis (Grönlandexp. I, S. 427).

[3]) Jermak wa ljedach p. 400.

Die Festigkeit des Meereises kann die größten Unterschiede aufweisen, und es führt eine vollständige Stufenfolge vom eben im Gefrieren begriffenen unfertigen Kristallbrei durch das zäh-flüssige Schnee- und Schmiereis, in welchem Dampfschiffe festkommen und das doch keinen Menschen trägt[1], und das biegsame Ledereis, dessen dünne Schicht sich unter dem darüber hin Schreitenden nach unten einwölbt, bis hin zu dem Packeis der Antarktis und dem spröden toroßreichen Pack des inneren Nordpolarmeeres. Auch diesen Dingen hat Makaroff seine Aufmerksamkeit zugewendet[2], indem er Eis von verschiedener Herkunft auf seine Festigkeit untersuchte. Seine nicht sehr zahlreichen Messungen ergeben schon aufs deutlichste, wie das Frischwassereis dem Meereis an Festigkeit sehr überlegen ist und wie zunehmender Salzgehalt des Seewassers das daraus gebildete Eis weniger widerstandsfähig macht. In abgekürzter Formulierung lassen sich seine Messungen in folgende kleine Tabelle zusammenfassen, die bei Temperaturen zwischen -5^0 und -9^0 die maximalen Widerstände gibt (in Kilogramm auf den Quadratzentimeter Fläche, bei sonst gleichen Dimensionen der Eisstücke):

Widerstände gegen	Zerquetschung:	gegen Biegung:
Süßwassereis	29 kg	12 kg
Eis aus Seewasser von 23 Prom.	25 „	6 „
„ „ „ „ 33 „	19 „	4 „

Diese Zahlen bedürfen kaum der Erläuterung, doch darf nicht verschwiegen werden, daß sich bei den einzelnen Experimenten zum Teil bedeutende Abweichungen zeigen. Es wäre erwünscht, die Versuche zu wiederholen, denn die Kenntnis dieser Festigkeitswerte ist für den Schiffbau nicht ohne Bedeutung.

Die Berührung mit der Atmosphäre gibt dann eine Fülle von zerstörenden Kräften, die sich vom Winter bis zum Sommer steigern. Die trockene Luft der niedrig temperierten Polarregionen läßt die Verdunstung von der Oberfläche des Eises nicht einmal im Winter zum Stillstand kommen. Weyprecht[3] brachte einen der Sonne und der freien Luft ausgesetzten Eiswürfel in größeren Zwischenräumen auf die Wage und fand, daß er in den Monaten Oktober und November täglich im Mittel 0.85 Promille seines Anfangsgewichts verlor; vom 1. Dezember bis 17. Januar ging der durchschnittliche Verlust auf 0.44, von da an bis 15. März sogar auf 0.21 Promille hinunter, hob sich dann aber bis 19. April auf 3.37 und weiter bis 17. Mai auf 13.56 Promille, so daß der Würfel insgesamt bis zu diesem Tage, wo der erste Schmelztropfen sichtbar wurde, mehr als die Hälfte (58 Prozent) seines ursprünglichen Gewichts eingebüßt hatte. Wenn auch diese Beobachtungsreihe insofern unvollständig ist, als Weyprecht vergessen hat, die verdunstende Oberfläche des Eiswürfels gleichzeitig mit der Wägung zu messen, so gibt sie uns doch immerhin einen guten Anhalt für den Gang der Verdunstung auch in der Winternacht und ihr rapides Ansteigen im Frühling.

Das eigentliche Schmelzen der Eisschollen ist auch ein verwickelter Vorgang. In ruhigem Wasser schmilzt von der eingetauchten Eismasse

[1] Ann. d. Hydrogr. 1882, S. 459 wird ein solcher Fall aus dem Kieler Hafen beschrieben.

[2] A. a. O. S. 419 ff.

[3] Metamorphosen des Polareises S. 81.

sehr wenig, desto mehr aber in bewegtem. Makaroff[1]) ließ aus einer großen Scholle zwei Würfel von 20 cm Kantenlänge schneiden und brachte jeden in einen Bottich, der mit Seewasser vom Salzgehalt = 32 Promille und einer Temperatur von —1.2° gefüllt war; in dem einen Bottich befand sich ein Rührwerk. Die Gewichtsverluste der beiden Eiswürfel waren in Prozenten des ursprünglichen Gewichts:

Nach Stunden . .	1	2	3
In ruhigem Wasser	1.5	4.5	6.0
In bewegtem „	9.9	30.3	50.0

Daher werden die dem Seegang ausgesetzten Schollen unmittelbar an der Oberfläche des Meeres, wo die schwingende Bewegung der Wasserteilchen ein Maximum ist, am meisten abgeschmolzen und jene Hohlkehlen bilden, die man auf den Abbildungen von alten Schollen stets deutlich wahrnehmen kann.

Der Schmelzprozeß an der Luft ist von Hamberg[2]) genauer untersucht worden. Alte verwitterte Schollen haben eine mattweiße Oberschicht, die der Neuling für Schnee hält, während sie nur stark lufthaltiges Eis ist. Da im Innern der Schollen die Temperatur sehr tief bleibt, wie wir wissen, kann unter dem Meeresspiegel die Eismasse als Ganzes nicht schmelzen. Nur die obere Schicht wird von Sonnenstrahlen oder warmer Luft über 0° erwärmt, so daß die in Fasern angeordneten Kristalloide frei schmelzen; das zwischen ihnen vorher suspendierte Salzwasser sinkt dann in die Tiefe und die leeren Zwischenräume werden von Luft eingenommen, worauf sich das anfänglich klare und blaugrüne Eis in eine mattweiße poröse Masse umwandelt. Wird dieses ausgelaugte Eis geschmolzen, so liefert es trinkbares Wasser; eine Tatsache, die allen Polarfahrern geläufig ist, die nur solch „altes“ Eis schmelzen, um die Wasserfässer zu füllen.

Die langen arktischen Sommertage vermögen den Schmelzprozeß, wie die berühmten Schilderungen von Weyprecht, Nansen, Koldewey u. a. zeigen, zu erstaunlicher Wirkung zu steigern. Das schwerste Packeis bedeckt sich mit Schmelzwasseradern, die sich zu Bächen vereinigen und schließlich in Teichen ansammeln, auf denen Bootsfahrten möglich werden. Dieses Schmelzwasser ist in seiner oberen Schicht süß und trinkbar, dagegen findet sich am Boden ein oft schon sehr erheblicher Salzgehalt. Regen und Nebel wirken sehr rasch abtragend auf alle Unebenheiten ein; wo es nachts zu Frösten kommt, tritt auch Sprengwirkung durch oberflächlich eingesickertes Wasser auf. Besonders ergiebig schmilzt das Eis an felsigen Küsten, wo die Sonnenstrahlen vom Lande zurückgeworfen werden. Statt des in der kalten Jahreszeit sich fest an und über den Strand hin lagernden sogenannten *Eisfußes* findet man dann im Sommer offenes Wasser, in welchem die kleineren Fangschiffe und viele Forschungsfahrzeuge weit ins Innere der arktischen Archipele vorzudringen vermochten. Wo Schuttmassen in lockerer Bestreuung auf dem Eise liegen, konzentriert sich in ihnen die zugestrahlte Wärme zu den intensivsten Schmelzwirkungen.

---

[1]) A. a. O. S. 410.

[2]) Bihang Vet. Akad. Handl. Stockholm 1895, Bd. 21, II, Nr. 2.

Schon Weyprecht sah unter den Aschenabfällen um sein fest vom Eise besetztes Schiff in die Schollen Vertiefungen einschmelzen, und E. v. Drygalski baute, um dem Gauß die zu lange geschlossenen Eisfesseln zu lösen, mit Erfolg eine Schuttstraße auf die nächste Wake hin. Nach den von Arçtowski[1]) ausgeführten Messungen am berußten Thermometer kommt es in den Breiten jenseits des Polarkreises zu Strahlungswirkungen an dunkeln Körpern in derselben Größe, wie sie die tropische Sonne äußert.

Im allgemeinen nehmen die hier geschilderten Vorgänge in der antarktischen Eiszone einen etwas abweichenden Charakter an: das sommerliche Landwasser wird hier völlig vermißt, da der äußere Saum des antarktischen Landes vom Inlandeis in mehr oder weniger steil abfallenden Wänden gebildet wird, denen die Strahlungsfähigkeit der dunkeln Felsen der hohen Nordbreiten mangelt. Überdies scheinen die sommerlichen Lufttemperaturen sich nur unbedeutend über 0° zu erheben, so daß das Schmelzen des alles reichlich überziehenden Schnees und der Eisflächen nur langsam vor sich geht, während das im Norden so wirksame Eingreifen des Regenfalls so gut wie ganz fehlt, und nur das des Nebels noch übrig bleibt. Dafür wird die auflösende Tätigkeit der Wellen in diesen weithin offen liegenden Wasserflächen um so kräftiger entfaltet, und ihr ist es im wesentlichen zuzuschreiben, daß im allgemeinen der antarktische Treibeisgürtel, soweit er aus Schollen von Meereis besteht, einen verhältnismäßig schmalen Saum bildet, der an Breite noch nicht an die des Ostgrönlandstroms westwärts von Jan Mayen heranreicht.

Die geographische Verbreitung des Meereises in der Nordhemisphäre schließt sich wesentlich an das Arktische Mittelmeer an, dessen Zentralbecken es ja dauernd erfüllt. Als eine auch einmal im Sommer festliegende Eisdecke tritt es in einzelnen Teilen des arktisch-amerikanischen Archipels auf; in der Regel entführen es Oberflächenströme aus den zu beiden Seiten Grönlands geöffneten Toren nach Süden. Der Hauptsammler dieses so abströmenden nordpolaren Meereises ist der Ostgrönlandstrom, der zwischen Spitzbergen und Grönland in einer Breite von 250 bis 300 Seemeilen oder rund 500 km Sommer und Winter mit Eisschollen und Packeis bedeckt ist. Soweit ich sehe, hat genauere topographische Messungen über das wirklich von Eis bedeckte Areal wiederum erst Makaroff[2]) ausgeführt; er fand die schiffbaren Wakenflächen zu 18 bis 28 Prozent des Gesamtareals, was übrigens die Schätzungen älterer Polarfahrer, die von 1/4 bis 1/3 sprechen, nicht gerade widerlegt. Der verschiedene Reflex des Tageslichts von der Oberfläche des Eises und der Waken erleichtert solche Schätzungen, indem sich der helle *Eisblink* und der dunkle *Wasserhimmel* weithin am Firmament abspiegeln. Rechnen wir als durchschnittliche Fläche des offenen Wassers rund 1/5, sodann als mittlere Stromgeschwindigkeit 10 Seemeilen für den Tag und als Eisdicke durchschnittlich nur 5 m, so erhalten wir als jährliches Eisvolum, das in der Gestalt von Scholleneis zwischen Ostgrönland und Spitzbergen

---

[1]) Ergänzungsheft 144 zu Petermanns Mitt. 1900, S. 17, 22, 46, 83. Am Äquator 52.3°, auf der Belgica im Eise u. a. 48.2° bei einer Schattentemperatur von —13.8°.

[2]) Jermak u. s. w. p. 390; auch 253.

das Zentralbecken verläßt, 12 700 cbkm; es wäre das ungefähr 1/3 der Packeismenge, die im Zentralbecken aufgehäuft ist, wenn wir diesem ein Areal von 8 Mill. qkm, eine Eisbedeckung von 7/8 und die gleiche durchschnittliche Eisstärke von nur 5 m geben wollen. Ein zweiter Schollen-eisstrom ergießt sich aus der Baffinbai, indem er das Eis der westlich von Grönland gelegenen Fjordstraßen, sowie das der Westgrönlandfjorde nach Süden entführt. Geben wir ihm bei seinem Austritt in die Davisstraße 200 km Breite und sonst die gleichen Eigenschaften, wie dem Hauptstrom, so fördert er im Jahre nur etwas über 5000 cbkm. Schätzen wir nun noch das Treibeis, das zwischen Spitzbergen, der Bäreninsel und Nowaja Semlja dazukommt, auf 2000 cbkm, so werden auf diesen Wegen zusammen der nordatlantischen Stromzirkulation, wenn wir diese bis ins norwegische Nordmeer hinaufreichen lassen, etwa 20 000 cbkm Scholleneis überantwortet, das im Jahre wegschmilzt[1]). Wir werden bei Darstellung der Meeresströmungen die Ursachen kennen lernen, die an der norwegischen Küste bis über das Nordkap hinaus auch im Winter kein Meereis entstehen lassen, ebenso warum die Westküste Grönlands erheblich begünstigt ist gegenüber der Ostküste. An der Murmanküste füllen sich nur die inneren Fjordbuchten mit Wintereis, solches hat auch das Weiße Meer und das östlich sich daranschließende Seichtwassergebiet bis nach Nowaja Semlja hin, während kleinere Flächen der Barentssee auch im Winter offen bleiben, obschon anscheinend nicht immer an denselben Stellen. — Die Süd- und Westküsten Islands sind in der Regel ganz eisfrei, aber an der Nordostküste erscheint vom Ostgrönlandstrom her im Frühling und Sommer mehr oder weniger reichlich Scholleneis. Die Grenze desselben im norwegischen Nordmeergebiet wird, wie die systematischen Untersuchungen von Ryder, Garde und W. Brennecke[2]) gezeigt haben, in entscheidender Weise von den herrschenden Winden bestimmt: langandauernde östliche Winde drängen das Scholleneis gegen die ostgrönländische Küste, und die Gewässer auch im Norden von Island können dann im Mai ganz eisfrei sein, wie es 1884 und 1889 geschah. Entgegengesetzt wirken andauernde Nord- und Nordwestwinde, die das Eis bis weit östlich von Jan Mayen drängen, so daß es schon mitten in der sonst eisfreien Gegend zwischen dieser genannten Insel und den Lofoten erscheinen konnte, wie u. a. im Mai 1891 (vergl. beistehende Skizze Fig. 69 nach W. Brennecke). Die gleichen meteorologischen Ursachen liegen dem wechselnden Auftreten des Scholleneises im Labradorstrom und an der Neufundlandbank zu Grunde, nur daß hier, wie L. Mecking[3]) gezeigt hat, starke Nordwinde die Trift beschleunigen, so daß die Schollen schon im Februar und März mit ihrer Hauptmasse bei der Neufundlandbank erscheinen, dagegen bei schwächeren und anders gerichteten Winden sich bis in den Juni hinein verspäten können. Doch tritt bei der Neufundlandbank das Meereis

---

[1]) F. J. Dorst, Petermanns Mitt. 1877, S. 175, gibt dem Scholleneis die unzulässig hohe Durchschnittsdicke von 10—15 m, aber dem Zentralbecken nur ein Areal von 3 Mill. qkm.

[2]) Ann. d. Hydr. 1904, S. 49 ff., wo auch die ältere Literatur. Einen vortrefflichen Überblick geben jetzt die regelmäßigen Berichte von V. Garde im Dänischen Meteorologisk Aarbok.

[3]) Die Eistrift aus dem Bereich der Baffinbai. Veröff. Inst. f. Meereskde. Berlin 1906, Heft 7, S. 119.

an die zweite Stelle gegenüber den hier viel wichtigeren Eisbergen, von denen später die Rede sein wird.

Die Beringstraße[1]) ist keine Ausgangspforte für die polaren Eisbildungen; auch im Beringmeer bildet sich das Eis jeden Winter neu und erfüllt im Frühling in teilweise dicht gepackten Massen den nördlichen Teil dieses Randmeeres. Dabei reicht es im östlichen Schelfgebiet als loseres Treibeis weiter nach Süden und dringt im April mit seiner gewöhnlichen Grenze aus der Mitte der Bristolbai bis etwas südwärts von den Pribyloffinseln vor, von wo es aber nach Nordwesten etwa bis 60° N. am 180. Meridian zurückbiegt. Schwereres Eis findet sich erst nördlich von einer Linie, die die St. Matthäusinseln nach Nordosten hin mit Kap Romanzoff verbindet. Mit dem Mai beginnt das Eis zu schmelzen, Mitte des Monats

Fig. 69.



lassen die Eingeborenen ihre Boote ins Wasser und liegt reichlich Eis nur noch an der asiatischen Seite bis nach den Küsten von Kamtschatka hinunter, wo es dann auch im Juni, bei Petropawlowsk schon im Mai verschwindet[2]). Am längsten scheint es sich im Anadyrgolf zu halten, aber nicht über Mitte Juli hinaus.

Auch in den anderen Randmeeren Ostasiens bildet sich in den am tiefsten ins Festland hineinragenden Busen in jedem Winter Feldeis. Im Ochotskischen Meer ist es die Nordseite von der Penschina- und Gischigabai bis zu den Schantarinseln, sowie auch die Ostküste von Sachalin, wo sich noch in den Buchten bis zur Aniwabai hin starkes Eis bildet[3]); am längsten hält es sich bei den Schantarinseln, und von da sind einzelne Schollen noch Ende Juli und Anfang August um die Nord-

---

[1]) Fr. Hegemann, Ann. d. Hydr. 1890, S. 401 und 425, Taf. 16. Dort auch die frühere Literatur.

[2]) Einige Daten hat Makaroff, Le Vitiaz II, 413 (auch 392), ebenso für das Folgende. Die Segelhandbücher geben weitere Einzelheiten.

[3]) Mitte April 1879 von 1½ bis 2 m Stärke, in Packungen bis 9 m Höhe. Ann. d. Hydr. 1893, S. 432.

spitze von Sachalin herum vertrieben. — Im Japanischen Meer ist es der Tatarische Golf nordwärts von Dui und die festländische Seite, die vom Dezember bis April, bisweilen auch noch Anfang Mai in den Buchten Standeis, seewärts reichlich Treibeis aufweist. — Im Golf von Liautung bildet sich von Ende Dezember ab festes Eis, das an den seichten Stellen ler nördlichen Küste 30 Seemeilen in See hinausreicht, zu Anfang März ıber wieder verschwindet.

Von den atlantischen Nebenmeeren ist die Hudsonbai am eisreichsten, la sie auch im Sommer noch treibende Schollen führt. Der St. Lorenzgolf st von Anfang Dezember bis Ende April von Eis gesperrt. Die Ostsee ›edeckt sich regelmäßig von November an bis Anfang Mai im ganzen 3ottnischen Golf mit Eis, ebensolange der Finnische Golf[1]) in der Regel ıur östlich von 26° O. L., am westlichen Eingange sind Eissperren von Inde Januar bis Ende April nur vereinzelt, häufiger im Rigischen Golf, vährend die Küste bei Windau und Libau viele Winter gänzlich eisfrei leibt, in anderen nur wenige Tage, sehr selten für 30 Tage unzugänglich vird. Die gegenüberliegende schwedische Küste ist weniger begünstigt, ı einzelnen Wintern sind sogar Beltsee und Kattegat für die Schiffahrt inige Wochen unzugänglich gewesen, worüber die speziellen Segelhand-›ücher Einzelheiten bringen. — Im Schwarzen Meer friert die Bucht von)dessa jeden Winter zu, aber meist nur für wenige Tage ganz, doch selten or Ende Dezember; der späteste Aufgang war Anfang März. Die tiefer ı das Land eindringenden Limanbuchten bleiben in der Regel Januar nd Februar geschlossen, ebenso das Asowsche Meer. Der Bosporus ist nige Male im Mittelalter von Eis gesperrt worden. — Im eigentlichen ittelmeer kennt man nur vereinzelt Eisbildungen in den venetischen agunen, den dalmatinischen Buchten und ganz ausnahmsweise im Golf on Salonichi (zuletzt 22. und 23. Januar 1903), ebenso bei Livorno[2]).

Das Meereis der hohen Südbreiten ist eine Erscheinung, die nur in er Drakestraße und auch dann selten nördlich von 57° S. B. in den ereich der häufig befahrenen Segelwege gelangt; nur den Entdeckern nd Trantierjägern wurden Eisschollen von stärkeren Maßen und eigent-ches Packeis bekannt, wenn sie über 60° S. B. hinaus vordrangen. emerkenswert ist, daß sie dabei hinter einem, anscheinend im Vorsommer bgestoßenen Gürtel eines dichten Scholleneises südwärts wieder offenes Vasser fanden; wie das namentlich von den nach Südviktorialand be-immten Expeditionen seit Ross berichtet wird, aber sich auch im Weddell-ıeer zu wiederholen scheint. Allein in der Bouvetregion scheinen Eis-hollen öfter bis 53° S. B. zu vertreiben. In vielen Fällen aber, wo in iedrigeren Breiten Scholleneis erwähnt wird, bleibt zweifelhaft, ob es sich icht um die stark zertrümmerten Überreste von Eisbergen gehandelt abe. Im ganzen können wir über die mit den Jahreszeiten wechselnde ıage der Scholleneisgrenze nur wenig aussagen, da die in Betracht kom-nenden Meeresstriche vom Schiffsverkehr mit Recht gemieden werden.

---

[1]) Spindler in Ann. d. Hydr. 1894, S. 283 ff. Einzelheiten im Segelhand-›uch für die Ostsee, herausgeg. vom Reichsmarineamt, Heft 1.

[2]) Theob. Fischer, Studien über das Klima der Mittelmeerländer. Petermanns Mitt. Ergh. 58, Gotha 1879, S. 30. A. Philippson in Petermanns Mitt. 1903, S. 91.

Denn hier gewinnt die zweite Art des im Meere auftretenden Eises in Gestalt der nunmehr zu betrachtenden treibenden Eisberge eine bedrohliche Ausbreitung.

Die Entstehung der Eisberge als losgelöste Teile der riesigen Gletschereismassen der Polarländer beider Hemisphären ist öfter beschrieben worden, am genauesten wohl für die großen Fjorde des westlichen Grönland, die die sogenannten Eisströme, die abfließenden Zungen des Inlandeises aufnehmen. Nach der kritisch zusammenfassenden Darstellung E. v. Drygalskis[1]), der neben eigenen Beobachtungen auch die seiner Vorgänger, namentlich von H. Rink, A. Helland, K. J. V. Steenstrup und R. Hammer heranzog, ist die Ablösung der Eiszungen bei solchen Eisströmen, die in sanft abfallende Fjordbetten hineinmünden, ergiebiger und liefert größere, kastenförmige Eisberge, als bei Eisströmen, die in steiler Böschung in tiefes Wasser ragen: hier findet die „Kalbung" an einem schmaleren Außenrande statt, die abgelösten Berge sind höher als breit und müssen sich darum durch „Wälzen" eine neue Gleichgewichtslage suchen. Die Berge der ersten Art sind ungefähr ebenso hoch über Wasser, wie das Ende des Eisstroms mit seiner Oberfläche. Die eigentliche ablösende Kraft ist in beiden Fällen dieselbe: der Auftrieb der bei zunehmender Wassertiefe den Boden verlierenden, ins Schwimmen kommenden Eismasse. Die Kalbungen erfolgen, da die vom Inlandeise ausgehenden Eisströme auch im Winter dem Meere zustreben, das ganze Jahr hindurch, im Winter sind jedoch die Fjorde mit so starkem Feldeise bedeckt, daß die abgelösten Berge an ihrer Geburtsstätte liegen bleiben. Erst vom Mai ab, wenn das Eis bricht, gehen sie aus dem Fjord hinaus, indem sie der ständigen Abströmung des oberflächlichen Schmelzwassers folgen, aber auch der Stoßwirkung heftiger und föhnartiger Landwinde. Da die Fjorde seewärts seichter werden, kommen viele der Berge auf den sogenannten Eisbergbänken fest, und es bedarf einer gewissen längeren oder kürzeren Zeit, bis sie so weit abgeschmolzen oder abgebröckelt sind, daß eine hohe Fluttide sie wieder flott macht und sie die See gewinnen. Die Höhe der grönländischen Eisberge ist in vielen Fällen sicher gemessen worden; Schätzungen durch Seereisende, die kein trigonometrisches Verfahren einschlagen, sind meist wertlos, da die Entfernungen gewöhnlich zu groß angesetzt werden. Die nahe den Fjordausgängen der Westgrönlandküste gemessenen Eisberge haben nur selten eine Höhe von mehr als 100 m über dem Wasserspiegel; Berge von 70 m Erhebung gehören schon zu den hohen. Mit Sicherheit gemessen hat E. v. Drygalski einmal eine Höhe von 137 m an einem dem Jakobshavner Eisstrom entsprossenen Berg, er lag noch dicht neben dem nur 84 m hohen Rande des Gletschers, und ein zweiter, weiter hinaus getrifteter Berg hatte 102 m, die Messung eines dritten sehr weit entfernten von 195 m war zu unsicher, um ihr Bedeutung beizulegen. Von den 70 gemessenen Bergen waren 4 über 100, 14 zwischen 70 und 100 m, 25 zwischen 50 und 70 m, 27 unter 50 m hoch. Wenn dies auch keine systematische Zählung ist und E. v. Drygalski auch vorzugsweise nach höheren Bergen Ausschau gehalten hat, so zeigt sie

[1]) Grönlandexpedition 1891/93, Bd. I, S. 390 ff.

doch, daß unter diesen höheren solche mit mehr als 70 m nicht überwiegen.

Da nach Versuchen von Steenstrup an Stücken von Bergeis das Verhältnis des über Wasser befindlichen Teils zu dem unter Wasser wie 1 : 7.4 bis 1 : 8.2 sein sollte, würden wir rund den 8fachen Tiefgang aus der Höhe berechnen, was aber nicht zu der Wassertiefe über den Eisbergbänken paßt. In der Tat können die Eisberge nicht aus homogenem Eise bestehen, sondern ihre Masse ist durchsetzt von Spalten und Höhlungen. Schon die Eisströme selbst sind nicht homogen. Unweit vom Steilrande des Kleinen Karajak-Eisstromes lotend fand Drygalski, daß dort die Tiefe des Fjordes nur 4mal so groß ist, wie die höchsten Spitzen des Eisrandes über Wasser liegen. Man wird also jenes Verhältnis von 1 : 8 als das eine und 1 : 4 als das andere Extrem betrachten und 1 : 5 oder 1 : 6 als gute Mittelwerte benutzen dürfen; es ist sicherlich auch von Fall zu Fall verschieden.

Von den riesigen Eisströmen, nördlich vom Polarkreise und insbesondere nördlich von der Discobai bis in den Smithsund hinein, triften gewöhnlich die stattlichsten Eisberge hinweg in die Baffinbai, während die südlicher gelegenen Fjorde und alle ostgrönländischen einerseits eng und schmal sind, also nur kleine Berge abstoßen, anderseits die vorgelagerten Eisbergbänke auch diese kleinen Berge oft noch festhalten. So kommt es, daß die hauptsächlichste Zufuhr von Eisbergen in die Eistrift der Baffinbai und des Labradorstromes aus dem Nordwesten Grönlands erfolgt, hingegen der Ostgrönlandstrom dazu nur einen kleinen Bruchteil beisteuert, da die von ihm nach Süden geführten Berge erst um Kap Farvel herum nach Norden schwimmen müssen, wo sie dann langsam nach links abkurvend der großen Eistrift zugeführt werden.

Für die Zerstörung der Eisberge sind dieselben Vorgänge maßgebend wie für das Scholleneis, nur ändert sich ihre Wirkung gemäß dem anderen Stoffe und namentlich seiner Massenhaftigkeit. Wo der Seegang an den Flanken der Eisberge spült, arbeitet er ebenfalls eine Hohlkehle aus; jedoch haben die Eismassen selten eine so stabile Lage, daß diese tief eingreift. Die Zerstörung in der Luft durch Sonne, Regen und auch Nebel[1]) macht ihn leichter, er hebt sich als Ganzes, oder wenn größere Teile abbrechen, an der so erleichterten Seite aus dem Wasser; dieses Wälzen hört niemals auf und verbietet den Schiffen deshalb jede Annäherung, erteilt aber auch diesen grönländischen Eisbergen jene malerischen, wilden und abwechslungsvollen Formen, die viel beschrieben sind. Franz Boas[2]) hat die rein mechanische Zerstörung einer riesigen Eisinsel von 15—20 m Höhe, 13 km Länge und 6 km Breite, die 1882 in die Cumberlandbai hineintrieb und dort an einer Felsinsel strandete, näher verfolgt: von ihrer sanftwelligen Oberfläche sah er rauschende Wasserfälle ins Meer stürzen,

---

[1]) Die wärmeren Nebeltröpfchen schlagen sich an den kalten Eiswänden nieder und wirken abschmelzend. Karl Chun bemerkte bei antarktischen Eisbergen in Nebelwetter mehrfach starkes Aufklaren der Luft in nächster Nähe der Berge, was er der vom Eise ausstrahlenden Kälte zuschreibt, die ein Gefrieren und Niederfallen der Wasserteilchen in der umgebenden Luft zur Folge habe (Aus den Tiefen des Weltmeers, Jena 1900, S. 201). Man könnte aber wohl eher an eine Anziehung der Wasserteilchen durch den Eisberg denken (wegen der Dampfdruckdifferenz).

[2]) Petermanns Mitt. Ergh. 80, Gotha 1885, S. 5.

und seine gewaltige Fläche verursachte schon aus der Entfernung einen starken Eisblink am Himmel. Sowie diese 9—10 cbkm messende Eisinsel mit etwa 1.5 m Geschwindigkeit in der Sekunde die Felsen berührte, entstand eine Spalte nach der anderen und zersplitterte in zwei Wochen die spröde Masse in viele tafelförmige Stücke, alle mit senkrechten Brüchen, die manchmal auf lange Entfernungen hin geradlinig verliefen. Die Teile froren dann über Winter in der Eisdecke der Bai fest, um erst im nächsten Sommer ihren Marsch nach Süden fortzusetzen.

Diese grönländischen Eisberge vermögen im Labradorstrom weiter südwärts vorzudringen, als das winterlich gebildete Scholleneis, das selten über die Nordhälfte der Neufundlandbank in größeren Mengen hinausgelangt. Mit dem Scholleneis zusammen abschmelzend, erniedrigen sie die Temperatur und den Salzgehalt an der Oberfläche des Labradorstromes bis über 45° N. B. hinaus südwärts, und da in diesen niedrigen Breiten jeder Eisberg sozusagen in seinem eigenen Schmelzwasserteich schwimmt, vermag er auch bei unsichtigem Wetter seine Nähe durch eine plötzliche Erniedrigung der Wassertemperatur dem Schiffer anzukündigen. Doch kann stürmisches Wetter und heftiger Seegang die oberen Wasserschichten mit den tieferen so stark durchmischen, daß dieses Anzeichen ausbleibt. In anderen Fällen hat man solche Schmelzwasserflecke von sehr niedriger Temperatur (0.5° bis 2°) inmitten des über 15°, ja 20° warmen Wassers südlich von der Großen Neufundlandbank bemerkt an Stellen, wo offenbar Eisberge einer totalen Schmelzung erlegen waren.

Dr. L. Mecking hat in einer sorgfältigen Untersuchung über die Ursachen der auffälligen Verschiedenheiten, die von Jahr zu Jahr im Reichtum an Eisbergen in der Neufundlandgegend auftreten, gezeigt, daß hierfür das Auftreten von Ostwinden an der Westküste Grönlands, insbesondere von der Discobai an nordwärts, an erster Stelle maßgebend erscheint: wird der im Frühsommer erfolgende Ausstoß von Eisbergen aus den vorher erwähnten Fjorden durch andauernde und starke Ostwinde unterstützt, so gelangen die frischen Eisberge rasch in die Eistrift an der Westseite, von wo sie leicht weiter nach Süden wandern können. Westliche und recht südliche Winde halten sie an der Grönlandseite zurück, auch südöstliche Winde wirken ähnlich, und gerade sie sind an dieser Küste oft wochenlang in der Zeit von Juni bis August herrschend. Im Winter, wo diese Berge an der Labradorküste vorübertriften, sind Westwinde ihrem unbehinderten Fortschreiten günstig, Nord- und Ostwinde drängen die Trift auf die seichten und klippenreichen Teile des Labradorschelfes, wo die großen Berge stranden, einfrieren und im Frühjahr rasch zerstört werden. So erscheint in reichen Eisjahren das Gros der Berge vom März ab am Ostrande der Neufundlandbank und erreicht gewöhnlich im Mai und Juni seine größte Fülle, um im Juli rasch zu verschwinden, so daß bis Ende August das Fahrwasser eisfrei zu sein pflegt. Die mittleren Eisgrenzen sind durch eine Arbeit von G. Schott[1]) für die einzelnen Monate klar gestellt worden. Entsprechend den Wegen, die der Meeresströmung durch die Wassertiefen vorgeschrieben sind, geht eine Sektion

[1]) Petermanns Mitt. 1897, S. 201 und Taf. 15.

der Eisberge an der Südostspitze Neufundlands nach Süden, wenige kleine Berge vermögen die Mitte der Bank zu betreten, der Hauptzug führt zwischen dem Ostrande der Großen Bank und der Flämischen Kappe nach Süden, wo dann Strömungen und Stürme die zählebigsten Berge sowohl nach Westen, wie namentlich nach Osten, seltener weit nach Süden vertreiben[1]). Bis in die Längen von Sable Island (60° W. L.) sind sie im Juli 1836 und Mai 1810, südlich von 40° N. B. häufiger vorgedrungen, aber dies geschah bisher stets ostwärts von 50° W. L. Manche dieser äußersten südlichen und westlichen Lagen erscheinen nicht immer einwandfrei, da sich in den Meldungen oder Veröffentlichungen Schreib- oder Druckfehler eingeschlichen haben können; zu diesen gehören so extreme Lagen, wie die vom 28. April 1895 in 39° 22′ N., 66° 3′ W. (Eisbergtrümmer 180 Seemeilen OSO von Nantucketinsel) oder, noch unwahrscheinlicher, vom 4. September 1890 in 36° 49′ N., 42° 18′ W. Nur in eisreichen Jahren kommen Eisberge östlich von 40° W. L. vor, so 1841, 1842, 1844 und sodann 1890 (im Juni in 48° 28′ N., 28° 34′ W. ein Eisberg). Damals traf am 10. Juli in 48° 53′ N., 24° 34′ W. der Hamburger Dampfer Slavonia auf eine Eisscherbe von 2 m Länge und 20 cm Dicke als letzten Rest eines Berges nur 550 Seemeilen westlich von Irland. Noch östlicher soll nach Findlay einmal ein Berg in 48° 40′ N., 15° 22′ W. gelangt sein[2]).

Vom Ostgrönlandstrom gelangen mit dem Scholleneis auch Eisberge an die Ostküste Islands, im Mai 1826, 1859 und 1902 sogar bis zu den Westmannainseln an der Südküste. Im Mai 1840 und April 1822 sind einzelne nördlich von den Färöer erschienen, ja es wird in der Literatur[3]) als unerhörter und seitdem nicht wiedergekehrter Fall verzeichnet, daß Kapitän James Ross mit dem Schiffe Cove im Jahre 1836 zwei große Eisberge südlich von den Färöer am Wyville Thomsonrücken in 61° N., 6° W. gesichtet habe. Südöstlich vom Kap Farvel drängen sich Eisberge selten außerhalb des Scholleneises seewärts hinaus; ihre bisher bekannte südlichste

---

[1]) Für das Folgende vergl. Zeitschr. Ges. f. Erdk. zu Berlin, Bd. 3, 1854; Bd. 6, 1859, Taf. 2 mit der Karte von W. C. Redfield; Bd. 11, 1862. Neuere Angaben in den Annalen der Hydrographie und den Hydrographic Bulletins des Hydrographischen Amts in Washington (wonach meine Referate im Geographischen Jahrbuch). Für das Studium der wechselnden Dichtigkeit des Auftretens der Berge lagen vor einigen Jahrzehnten die Dinge in mancher Hinsicht günstiger, als heute. Denn jetzt erfährt man außerhalb der international festgelegten Schnelldampferkurse Eisnachrichten nur von den wenigen Frachtdampfern, die außerhalb dieser Routen fahren, während früher die über weitere Flächen hin zerstreuten Segelschiffe einen bessern Überblick ermöglichten. Heute erscheint auf den für die Schiffahrtskreise bestimmten Eiskarten das Gebiet der eigentlichen Bank fast ganz leer. Anders ist das schon auf den Karten der Jahre 1880—85, noch mehr bei Redfield.

[2]) Hier liegt auch der Verdacht nahe, daß statt der Länge 15° 22′ wohl 45° 22′ gelesen werden soll, da weitere Einzelheiten fehlen.

[3]) Zeitschr. f. allgem. Erdkunde Berlin 1854, Bd. 3, S. 44; Petermanns Mitt. 1867, S. 33. Mein Verdacht, daß hier ein Irrtum in der Ortsangabe vorliege, wird dadurch gestützt, daß James C. Ross in den Berichten über seine Winterfahrt nach der Baffinbai an das Nautical Magazine (1836) von dieser Tatsache nichts erwähnt, sie auch dem Verfasser einer Abhandlung On Icebergs and Currents in the North Atlantic (Nautical Magazine 1837, S. 137) unbekannt ist (nach einer freundlichen Mitteilung von Dr. L. Mecking).

und östlichste Lage verzeichnete der Dampfer Devona am 26. September 1900 in 57° 17′ N., 36° 55′ W.

An der norwegischen Küste, auch jenseits des Nordkaps und in den nordrussischen sibirischen Gewässern fehlen Eisberge gänzlich. Ebenso ist das der Fall im ganzen Bereiche des Nordpazifischen Ozeans.

Um so reichlicher und großartiger ist ihre Entwicklung auf der südlichen Hemisphäre, wo das gänzlich unter einer Decke von Inlandeis begrabene antarktische Festland an dem längsten Teil seiner Abgrenzung gegen das Meer stetig solche Eisberge und zwar gelegentlich von riesigen Dimensionen bildet. Schon Forster, Wilkes und Ross, darauf besonders die Challengerèxpedition und zuletzt die Reihe der modernen Südpolarfahrten haben uns mit diesen tafelförmig gebildeten, zumeist 400 bis 1000 m, nicht selten aber auch viele Kilometer langen und 20 bis 70 m über den Meeresspiegel aufragenden Eisinseln bekannt gemacht. Ihre Entstehung am Inlandeisrande ist insbesondere von E. v. Drygalski beschrieben worden, der vom Gaußberge aus die fortschreitenden Stadien ihrer Ablösung deutlich nebeneinander beobachten konnte. Namentlich solche Fälle waren unmittelbar überzeugend, wo sich noch teilweise Brücken vom Eisberg zum mütterlichen Inlandeise fanden: dort vollzieht sich der Abstrom dieses antarktischen Inlandeises in einer gewissen Langsamkeit, nach Drygalskis Messungen den größten unserer Alpengletscher ähnlich mit 50 m in 5 Monaten, also nur 0,3 m täglich, während sich die grönländischen Eisströme täglich 18 m vorwärts bewegen. Man wird diesen Unterschied immer auffallend finden, auch wenn man bedenkt, daß im hohen Süden das Inlandeis in freier Front auf das Meer hinaustritt, während es in Grönland mehr oder weniger beengte Fjorde vorfindet, die wie Trichter die vom Binnenlande her konvergierenden Eisströme zusammenfassen und so die Geschwindigkeit des Abflusses beschleunigen. Jedoch wird da, wo sich das Inlandeis, wie zwischen der Rossinsel und Eduard VII.-Land, aus einem riesigen, tief im Süden gelegenen Sammelbecken seewärts ergießt, auch die Abströmung mit größerer Geschwindigkeit erfolgen, und ist anzunehmen, daß die Erzeugung besonders großer Eisberge leichter und auch häufiger vor sich gehen wird, als in der Umgebung des Gaußberges. Die Abbrüche erfolgen durch Auftrieb entlang Spalten parallel dem Saum und senkrecht dagegen, daher die kastenartige Gestalt der Eisberge. Die frische Bruchfläche ist muschelartig. Nach einiger Zeit wird an Eiswänden, die dem Seegang mit seiner Klippenbrandung ausgesetzt sind, eine Hohlkehle, mit tieferen Nischen darin, ausgewaschen, so daß alte Eisränder durch tiefe Höhlungen ausgezeichnet sind[1]). An abgelösten Eisbergen wird sich also immer die alte Front erkennen lassen, sie bildet auch weiter den Hauptangriffspunkt der zerstörenden Kräfte, die hier nicht andere sind, wie in den grönländischen Meeren. Durch Abschmelzen wird diese alte Seite zuerst leichter, und der Berg beginnt sich mit ihr zu heben; ebenso erfolgen diese Verschiebungen zuerst an der Luvseite, wo Brandung und Regenschlag kräftiger wirken. Im ganzen scheint im hohen Süden das gewaltsame Wälzen in völlig neue Gleichgewichtslagen weniger häufig;

---

[1]) Vortreffliche Abbildungen bei R. Scott, The Voyage of the Discovery. London 1905, Bd. 2, p. 408.

wo es aber vorkommt, wird es um so interessanter, indem es dann die reichen Einschlüsse von Glazialgeschieben an der ursprünglichen Unterfläche erkennen läßt. Im übrigen tragen diese Eismassen ihren Ursprung aus verfirntem Schnee besonders deutlich zur Schau; doch sind die Gletscherkörner (nach Drygalski) bei ihnen durchweg kleiner, als bei den grönländischen Eisbergen[1]). Das Eis ungewälzter Berge ist stets deutlich horizontal geschichtet, indem luftreichere weißliche Lagen mit dichteren blauen wechseln. Deshalb kann auch der aus dem Wasser ragende Teil der Masse sich zum eingetauchten kaum wie 1 zu 7 verhalten, wie Sir John Murray wollte; ein Verhältnis wie 1:5 ist nach Kapitän Rob. Scott vielmehr den Befunden an gewälzten Bergen gemäß. — Anders als im Norden ist in den hohen Südbreiten die Wirkung auf die Wassertemperatur. Da die Eisberge dort in einem an der Oberfläche sehr kalten, in der Tiefe aber warmen Meer schwimmen, ist ihr aufsteigendes Schmelzwasser verhältnismäßig warm: so sah C. Chun in der Nähe großer Eistafeln die Oberflächentemperatur von —0.6° auf 0° steigen (in 56° S., 32° O.). — Die Lebensdauer dieser antarktischen Eisinseln ist allem Anscheine nach erheblich größer, als die der grönländischen Berge, die doch selten älter als zwei Jahre werden dürften; hier sprechen die Entdecker von zehn Jahren als keineswegs unwahrscheinlichem Alter für die am weitesten in niedere Breiten vorgedrungenen. Unterstützt wird die Lebensdauer durch das große Volum, indem Eisinseln von der Grundfläche der Insel Fehmarn keineswegs etwas Unerhörtes, solche wie Helgoland aber ganz gewöhnlich sind. Im Dezember des Jahres 1854 wurde eine ungeheure Eisinsel im Südatlantischen Ozean unter 44° S., 28° W. erblickt, die in hakenförmigem Grundriß 60 zu 40 Seemeilen maß, nirgends aber 90 m Höhe überstieg; sie würde mit der Langseite von Helgoland über Sylt hinaus gereicht haben und ihr Volum kann auf 500 cbkm geschätzt werden. 21 Schiffe meldeten nacheinander das weitere Fortschreiten dieses Kolosses bis April 1855, wo er in 40° S., 20° W. zuletzt gesichtet wurde. Im Dezember 1892 wurde östlich von den Falklandinseln (in 49° 34′ S., 45° 53′ W.) ein Eisberg bemerkt, der ebenfalls 90 m hoch und 25 zu 30 Seemeilen breit war. Im Bereiche arktischer Eistrift erreichen nur ganz vereinzelt einmal Packeisschollen im Ostgrönlandstrom mit ihren Grundflächen Dimensionen von ähnlicher Größenordnung, wie denn Clavering meldet, daß er 1823 nördlich von der Dänemarkstraße an einer Packeisscholle von 60 Seemeilen Seitenlänge entlang gesegelt sei. Diese großen antarktischen Eisberge treten in gewissen längeren oder kürzeren Perioden in großen Massen in die wärmeren Meere hinüber, wo sie dann dem Schiffsverkehr, insbesondere der großen Segelschiffahrt sehr hinderlich werden können. Solche Vorstöße fanden 1834, 1840, 1844, 1850, 1855/56, 1867/69, 1878/79, 1892/93, 1902/3 und 1905/7 statt[2]). Für die Ur-

[1]) Drygalski, Zum Kontinent etc. S. 462; vergl. jedoch C. Chun, Aus den Tiefen d. Weltmeers S. 191.

[2]) Die älteren Meldungen sind in Maurys Sailing Directions vol. II, 1858 verzeichnet, die meisten neueren immer vollständiger in den Annalen der Hydrographie. Auch K. Fricker, Die Entstehung und Verbreitung des Antarkt. Treibeises, Leipzig 1893, die britische Admiralitätskarte 1241 (Ice chart of the Southern Hemisphere, danach Stielers Handatlas Taf. 6) und Pilot Chart des U. S. Hydrographic Office für November 1896, geben vortreffliche Übersichten.

sachen derselben müssen die Zustände im antarktischen Packeisraum in Erwägung gezogen werden. Soweit sie uns bekannt geworden sind, lassen sie erkennen, daß auf großen Strecken oft für Jahre alles stabil wird, indem Eisberge zwischen stetig von Schnee stärker belasteten Schollen einfrieren und samt diesen auf seichten Stellen festkommen. Die meisten Berge scheinen dann nach mehrjähriger Ruhe mit dem neuen Nachschub vom Inlandeis zugleich in Bewegung zu kommen, wenn dafür günstige meteorologische Verhältnisse (stürmische südliche Winde nach wärmerem Wetter) eintreten. Alsdann geht das wenig widerstandsfähige Packeis mit den frei gewordenen Gesellschaften von Eisbergen verschiedener Jahrgänge auf einem Wege, den Winde und Meeresströme vorschreiben und der bis 60° S. B. wohl mehr nach NW. als nach W., nachher mehr nördlich und zuletzt östlicher als Nord wird, in die niederen Breiten, wobei zuletzt nur die ganz großen Berge übrigbleiben. Vulkanische Ereignisse oder große Seebebenfluten, an die man früher zu denken pflegte, scheinen mir für die Erklärung dieser großartigen Phänomene nach den jetzt vorliegenden Beobachtungen aus dem eigentlichen Packeisgürtel der höchsten Südbreiten mehr oder weniger entbehrlich geworden. Viele der Berge erreichen aber anscheinend niemals den Tag der Befreiung aus den Banden des Packeises. E. v. Drygalski[1]) hat zuerst für die Antarktis jene Abart von alten Eisbergen beschrieben, die unter den zerstörenden Eingriffen der Atmosphärilien, namentlich der Schneestürme, einer fortgesetzten äolischen Abtragung unterliegen, so daß ihre Oberfläche abgeschliffen und zugerundet wird, und die auch nach gelegentlichem Wälzen dieser Gefangenschaft und langsamen Zerstörung nicht entrinnen; er nannte sie Blaueisberge. Es besteht für den Kenner der arktischen Literatur wohl kaum ein Zweifel, daß sie mit jenen um Grantland und im Parryarchipel nicht seltenen, aber viel kleineren Gebilden identisch sind, die Sir George Nares als Ureis (palaeocrystic ice) und sein Gefährte Dr. Moss als Glas- oder Blaudome bezeichneten[2]) und die ein Begleiter Sverdrups, G. Isachsen[3]), vor kurzem noch ausdrücklich als solche festgelegten, alten, aber schon von Anfang an nur kleinen, den benachbarten Inlandeisflächen entsprossenen Eisberge erkannt hat. Wo jahre-, ja vielleicht jahrzehntelang abgewittertes Blaueis die antarktische Landschaft beherrscht, empfängt nach Drygalskis Schilderung die Natur den Stempel der völligen Ruhe, ja des Todes.

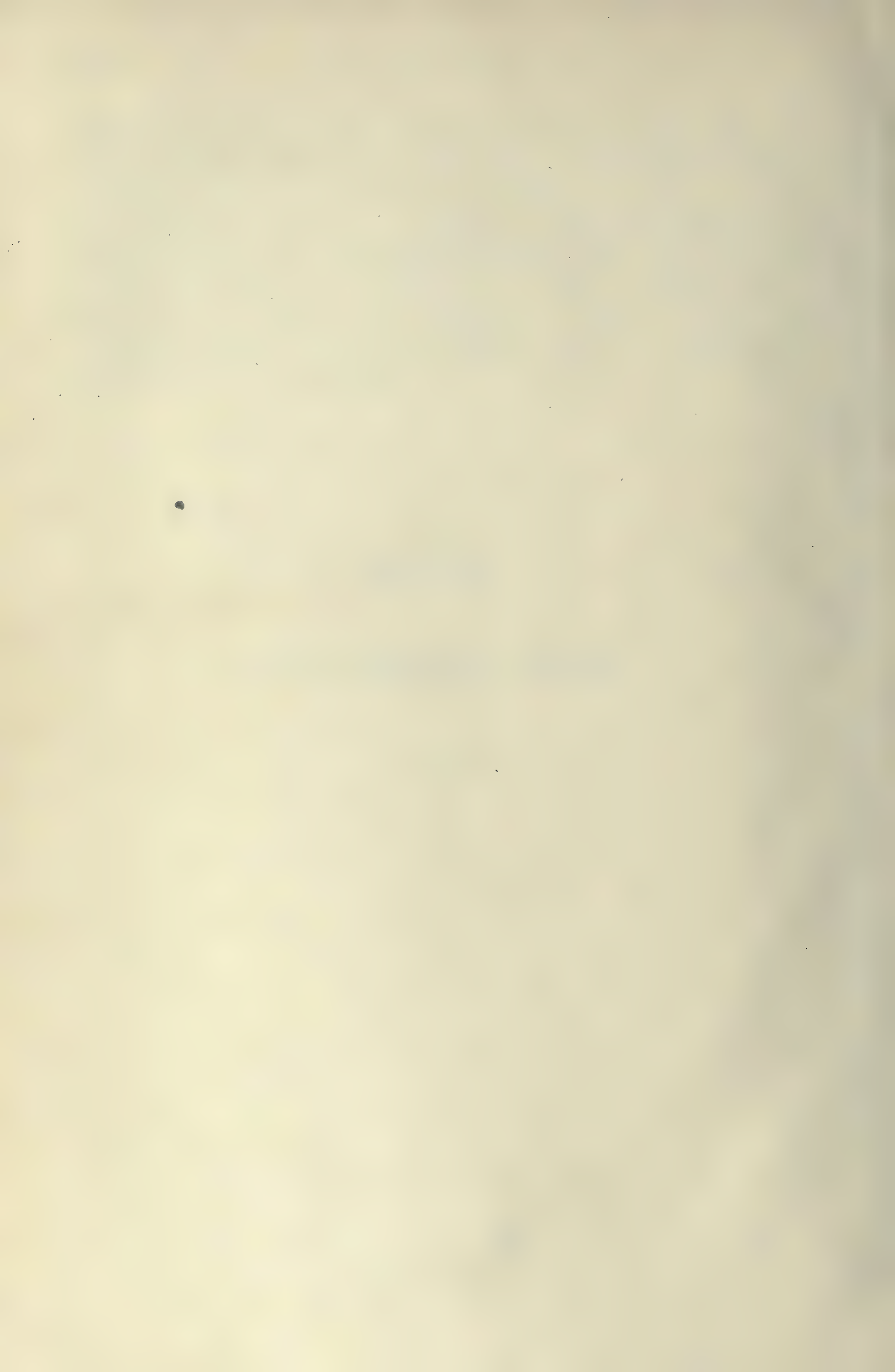
Die niedrigsten Breiten, bis zu denen die antarktischen Eisberge vorgedrungen sind, sind wiederum von der Richtung der Meeresströmungen abhängig, und wir werden uns deshalb bei Darstellung der letzteren mit mehreren sehr bezeichnenden Einzelfällen noch ausführlich zu beschäftigen haben. Man kann sagen, daß die nördlichste Grenze im allgemeinen bei 45° S. B. liegt, wobei um die Südspitze Südamerikas, sowohl auf der pazifischen wie auf der atlantischen Seite, diese Linie seewärts zurückweicht. Es sind erst unweit von Kap Horn wieder Eisberge mehrfach gesichtet und zwar in allen Jahreszeiten. Östlich von 55° W. L. bis in den Indischen Ozean hinein in 70° O. L. reichen die äußersten nördlichen Meldungen über 40° S. B., nahe beim Kaplande bis 35° S. B.; in diesen

[1]) Nach dem Kontinent des eis. Südens S. 412.
[2]) Proc. R. Soc. London 1878, Bd. 27; p. 549 (glassy blue tops, blue domes).
[3]) Petermanns Mitt. 1906, S. 13.

Längen macht sich die Nähe der stark ausgekühlten Bouvetregion also noch weithin nordwärts fühlbar. So sind nicht nur im Jahre 1840 von Januar bis Oktober Eisberge in Sicht vom Nadelkap vorgedrungen, sondern, als bisher ganz einzig dastehender Fall, sogar aus 26° 30′ S., 25° 40′ W. am 30. April 1894 vom Schiffe Dochra noch als letzter Rest eines Eisberges eine Eisscherbe von 3½ m Länge, 1¼ m Breite und Höhe an das Hydrographische Amt in Washington gemeldet worden: das Stück war sehr weiß und schien durchlöchert. — Im östlichen Indischen Ozean scheint die Breite von 45° und im ganzen Pazifischen Ozean die von 50° S. nur sehr selten überschritten zu werden: vom Januar 1855 wird ein Vorkommen östlich von Neuseeland aus 40° S., 170° W., und ein zweites aus 43° S., 125° W. verzeichnet.

Anhang.

Reduktionstabellen.



I. Verwandlung von englischen Faden in Meter.

1 Faden = 1.828 768 m (Log. 0.262 1584).

Faden	00	10	20	30	40	50	60	70	80	90
	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m
100	183	201	220	238	256	274	293	311	329	348
200	366	384	402	421	439	457	476	494	512	530
300	549	567	585	604	622	640	658	677	695	713
400	732	750	768	786	805	823	841	860	878	896
500	914	933	951	969	988	1006	1024	1042	1061	1079
600	1097	1116	1134	1152	1170	1189	1207	1225	1244	1262
700	1280	1298	1317	1335	1353	1372	1390	1408	1426	1445
800	1463	1481	1500	1518	1536	1554	1573	1591	1609	1628
900	1646	1664	1683	1701	1719	1737	1756	1774	1792	1810
1000	1829	1847	1865	1884	1902	1920	1939	1957	1975	1993
1100	2012	2030	2048	2067	2085	2103	2121	2140	2158	2176
1200	2195	2213	2231	2249	2268	2286	2304	2323	2341	2359
1300	2377	2396	2414	2432	2451	2469	2487	2505	2524	2542
1400	2560	2579	2597	2615	2633	2652	2670	2688	2707	2725
1500	2743	2761	2780	2798	2816	2835	2853	2871	2889	2908
1600	2926	2944	2963	2981	2999	3017	3036	3054	3072	3091
1700	3109	3127	3145	3164	3182	3200	3219	3237	3255	3274
1800	3292	3310	3328	3347	3365	3383	3402	3420	3438	3456
1900	3475	3493	3511	3530	3548	3566	3584	3603	3621	3639
2000	3658	3676	3694	3712	3731	3749	3767	3786	3804	3822
2100	3840	3859	3877	3895	3914	3932	3950	3968	3987	4005
2200	4023	4042	4060	4078	4096	4115	4133	4151	4170	4188
2300	4206	4224	4243	4261	4279	4298	4316	4334	4352	4371
2400	4389	4407	4425	4444	4462	4480	4499	4517	4535	4553
2500	4572	4590	4609	4627	4645	4663	4682	4700	4718	4737
2600	4755	4773	4791	4810	4828	4846	4865	4883	4901	4919
2700	4938	4956	4974	4993	5011	5029	5047	5066	5084	5102
2800	5121	5139	5157	5175	5194	5212	5230	5249	5267	5285
2900	5303	5322	5340	5358	5377	5395	5413	5431	5450	5468
3000	5486	5505	5523	5541	5559	5578	5596	5614	5633	5651
3100	5669	5687	5706	5724	5742	5761	5779	5797	5815	5834
3200	5852	5870	5889	5907	5925	5944	5962	5980	5998	6017
3300	6035	6053	6072	6090	6108	6126	6145	6163	6181	6200
3400	6218	6236	6254	6273	6291	6309	6328	6346	6364	6382
3500	6401	6419	6437	6456	6474	6492	6510	6529	6547	6565
3600	6584	6602	6620	6638	6657	6675	6693	6712	6730	6748
3700	6766	6785	6803	6821	6840	6858	6876	6894	6913	6931
3800	6949	6968	6986	7004	7022	7041	7059	7077	7096	7114
3900	7132	7150	7169	7187	7205	7224	7242	7260	7279	7297
4000	7315	7333	7352	7370	7388	7407	7425	7443	7461	7480
4100	7498	7516	7535	7553	7571	7589	7608	7626	7644	7663
4200	7681	7699	7717	7736	7754	7772	7791	7809	7827	7845
4300	7864	7882	7900	7919	7937	7955	7973	7992	8010	8028
4400	8047	8065	8083	8101	8120	8138	8156	8175	8193	8211
4500	8229	8248	8266	8284	8303	8321	8339	8357	8376	8394
4600	8412	8431	8449	8467	8485	8504	8522	8540	8559	8577
4700	8595	8614	8632	8650	8668	8687	8705	8723	8742	8760
4800	8778	8796	8315	8833	8851	8870	8888	8906	8924	8943
4900	8961	8979	8998	9016	9034	9052	9071	9089	9107	9126
5000	9144	9162	9180	9199	9217	9235	9254	9272	9290	9308
5100	9327	9345	9363	9382	9400	9418	9436	9455	9473	9491
5200	9510	9528	9546	9564	9583	9601	9619	9638	9656	9674
5300	9692	9711	9729	9747	9766	9784	9802	9820	9839	9857
5400	9875	9894	9912	9930	9949	9967	9985	10003	10022	10040

P. P.

18

F.	M.
1	2
2	4
3	5
4	7
5	9
6	11
7	13
8	15
9	16

19

F.	M.
1	2
2	4
3	6
4	8
5	10
6	11
7	13
8	15
9	17



II. Verwandlung von Meter in engl. Faden.

Meter	Hunderter									
	0	100	200	300	400	500	600	700	800	900
Tausender	Faden	Faden	Faden	Faden	Faden	Faden	Faden	Faden	Faden	Faden
0	0.00	54.68	109.36	164.04	218.73	273.41	328 09	382 77	437 45	492 13
1000	546 82	601.50	656.18	710.86	765 54	820 22	874 91	929.59	984 27	1 038 95
2000	1 093.63	1 148.32	1 203 00	1 257.68	1 312 36	1 367 04	1 421.72	1 476.41	1 531 09	1 585 77
3000	1 640.45	1 695.13	1 749.81	1 804 50	1 859 18	1 913.86	1 968 54	2 023 22	2 077 90	2 132 59
4000	2 187.27	2 241.95	2 296 63	2 351.31	2 405 99	2 460.68	2 515 36	2 570 04	2 624.72	2 679 40
5000	2 734 08	2 788.77	2 843.45	2 898 13	2 952.81	3 007.49	3 062.17	3 116 86	3 171 54	3 226 22
6000	3 280.90	3 335.58	3 390.26	3 444 95	3 499.63	3 554.31	3 608 99	3 663 67	3 718 35	3 773 04
7000	3 827.72	3 882.40	3 937.08	3 991.76	4 046.44	4 101 12	4 155 81	4 210 49	4 265 17	4 319 85
8000	4 374.53	4 429 22	4 483.90	4 538 58	4 593.26	4 647.94	4 702 62	5 757.31	4 811 99	4 866 67
9000	4 921 35	4 976 03	5 030.71	5 085.40	5 140.08	5 194.76	5 249.44	5 304 12	5 358 80	5 413 49

Meter	Einer									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Zehner	Faden	Faden	Faden	Faden	Faden	Faden	Faden	Faden	Faden	Faden
0	0.00	0.55	1.09	1.64	2.19	2.73	3 28	3 83	4.37	4 92
10	5 47	6.02	6 56	7.11	7.66	8.20	8.75	9.30	9 84	10 39
20	10.94	11.48	12 03	12.58	13.12	13.67	14 22	14.76	15 31	15 86
30	16.40	16.95	17 50	18.04	18.59	19.14	19 69	20 23	20 78	21 33
40	21.87	22.42	22.97	23.51	24.06	24.61	25 15	25 70	26 25	26 79
50	27.34	27.89	28.43	28.98	29.53	30.07	30.62	31.17	31 72	32 26
60	32.81	33.36	33.90	34.45	35.00	35.54	36.09	36.64	37.18	37.73
70	38.28	38.82	39.37	39.92	40.46	41.01	41.56	42.10	42 65	43 20
80	43.75	44.29	44.84	45.39	45.93	46.48	47.03	47.57	48.12	48.67
90	49.21	49.76	50 31	50.85	51.40	51.95	52.49	53.04	53 59	54 13

III. Verwandlung von Seemeilen in Kilometer.

1 Seemeile = 1.852016 km (Log. 0.2676448).

Seemeilen	Einer									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	km	km	km	km	km	km	km	km	km	km
0	0.0	1.9	3.7	5.6	7.4	9.3	11.1	13.0	14.8	16.7
10	18.5	20.4	22.2	24.1	25.9	27.8	29.6	31.5	33.3	35.2
20	37.0	38.9	40.7	42.6	44.4	46.3	48.2	50.0	51.9	53.7
30	55.6	57.4	59.3	61.1	63.0	64.8	66.7	68.5	70.4	72.2
40	74.1	75.9	77.8	79.6	81.5	83.3	85.2	87.0	88.9	90.7
50	92.6	94.5	96.3	98.2	100.0	101.9	103.7	105.6	107.4	109.3
60	111.1	113.0	114.8	116.7	118.5	120.4	122.2	124.1	125.9	127.8
70	129.6	131.5	133.3	135.1	137.1	138.9	140.8	142.6	144.5	146.3
80	148.2	150.0	151.9	153.7	155.6	157.4	159.3	161.1	163.0	164.8
90	166.7	168.5	170.4	172.2	174.1	175.9	177.8	179.6	181.5	183.3
100	185.2	187.1	188.9	190.8	192.6	194.5	196.3	198.2	200.0	201.8



